

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE

Organe de la SECTION DE VOLCANOLOGIE

de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Année 1927

N.os 13 et 14

3.^e et 4.^e Trimestre

NOTES ET MEMOIRES DE VOLCANOLOGIE

HIDEZÔ TANAKADATE

TÔHOKU UNIVERSITY, SENDAI, JAPAN.

Recent Volcanological Studies in Japan.

I. Introduction. — Progress in volcanological study in Japan seems to be rather slow, but it is quite steady. The problem of the volcanic phenomena is always in the mind of the scientific circle which includes geologists, geographers, geophysicists, and so forth, whose activity fluctuates at the same pitch as the phenomena themselves, which manifest their force intermittently. The eruption of the Tokati-Dake, which took place last year, for instance, represents an epoch in the history of volcanological phenomena, as well as of the science of volcanology, causing a number of records and investigations one after another.

I should like to take this opportunity to give a summary of the scientific activities dealing with volcanic phenomena, that have appeared in Japanese publications in recent years.

II. The Eruption of the Tokati - Dake. — As the eruption on the 24th of May, 1926, was the first great volcanic catastrophe which took place since the great earthquake of Central Japan in 1923, the scientific force of Japan seems to have been concentrated in the investigations of this natural phenomenon. The characteristic fea-

ture of the eruption is very plainly expressed with the term « Explosive Eruption », since ashes, bombs and other irregular lumps of lava were ejected by the explosion which was of *Volcanian Type* 1). It is most likely that the last eruption of the Tokati-Dake represents a new type of activity, which I should like to call « Tokati-type » 2).

The first explosion occurred about noon and it was followed by the second at about 4 o'clock in the afternoon. On the following days explosions of less violent nature took place at various intervals. By the third outburst which occurred during the afternoon of the 25th, new lava was ejected in the form of bombs and irregular lumps. At the second explosion a mud-flow of considerable quantity was produced: it reached a length of about 28 km, and was the chief cause of the damage done in the neighborhood. The snow, accumulated since the preceding winter, saturated with the rain of that day, supplied the water for the mud-flow which is said to have flowed down with a rapidity of more than 10 m. per second 3).

The catastrophe has been observed and described by many scientists. The volcano, being situated on the island of Hokkaidô, has been continuously studied by the geologists in Hokkaidô since the great explosion. Mr. S. WATASE, after a preliminary report concerning the cause of the damage done by the mud-flow 4) has published this year a summary of his later observations 5). Mr. NOBUHARA, one of my collaborators, is constantly visiting the volcano and is writing reports from time to time 6). Mr. S. TASIRO also wrote an article on his observations in reference to the recent history of the volcano 7). Prof. WATANABE of the Tôhoku Imperial University visited the Tokati-Dake region soon after the eruption and published his observations in the Science Reports of the University 8). From the « Geological Survey » Mr. H. SATO was sent to the field of the catastrophe and his report was published subsequently 9). Having been in Hokkaidô at the time, I could easily approach the volcano as well as the devastated area and I was able to collect information

as to the damage from various sources. My first report 10) is rather a collection of data for the further scientific consideration; the second report 11) was made on the basis of the later information. The « Earth quake Research Institute » published an article 12); in which Messrs H. TADA and H. TSUYA described not only the recent activity of the Tokati-Dake, but also the geological structure and history, as well as the petrography of the volcano under consideration.

The authors worked in the field and made thorough observations, and for their report many of the articles mentioned above supplied important information.

III. Some other Volcanoes that have been active in recent years. — In the middle of October, 1926, the Tarumai volcano, also situated in Hokkaidô, showed some activity, after having been in repose during the past 38 months. When the report of the nascent activity of the volcano reached me, I was in Hokkaidô in the company of Prof. and Mrs. LACROIX, Dr. DAY, Dr. BROWER, and Dr. T. TAKAHASHI who had come for the sessions of the third Pan-Pacific Scientific Congress and I was fortunate to be able to make observations with such world-famed scientists in one of my old fields of study. The eruption produced new fissures on the dome, from which scories, lapilli and even anorthite crystals were ejected. For the details of the activity further observations and investigations were necessary. It is almost certain that the interval between the first and the second explosion of the same activity-period of this volcano consists of about 12 days, the same as has been observed in the previous periods of activity 13).

Mr. K. NOBUHARA 14) has been engaged in continuous observations and in collecting accurate information from various sources.

IV. Geographical Distribution of Volcanoes in Japanese Islands. — In the geography of Japan, volcanoes, no doubt, are one of the most important factors that control the physical, and to some extent, cultural features of the country. It is therefore important for scientific studies and useful for a practical life to summarize these volcanoes geographically. Such a work was done recently by the « Geographical Institute » of Tôkyô Imperial University, under the direction of prof. YAMASAKI and Assistant-Professor TSUZIMURA, the actual work having been carried out by Messrs. A. WATANABE and M. IMAIDUMI 15).

The paper is entitled « *Distribution of Volcanoes in Japanese Islands, specially considered from the Geomorphological Point of View; a Contribution to the Determination of Volcanic Groups of Japan* », which shows very plainly the plan of their work. Almost all the volcanoes are in the first place classified morphologically according to the categories of SCHNEIDER, which were somewhat modified by Mr. TSUZIMURA. The similarities in morphology and the nearness of the geographical position are the main factors in establishing the groups, which, naturally, are of some different meaning from the ordinary sense of the term. The map showing the result of their investigations, is, I think, worthy of admiration, also from a geophysical point of view.

It is said that Prof. KÔZU of the Tôhoku Imperial University, is undertaking the grouping of the Japanese volcanoes according to the petrographical point of view, which, we hope, will be published soon.

V. Geological Studies on Volcanoes. — As has been mentioned above, the geological study of Tokati-Dake was carried out recently by the « Earthquake Research Institute » of the Tôkyô Imperial University. Many of the Japanese volcanoes were geologically investigated by the « Imperial Earthquake Committee ». The activity of this Committee, in the hands of the « Earthquake Research Institute », has considerably increased since the great

earthquake of Kwantô. With respect to the geological research of Volcanoes, Mr. C. MITSUYAMA's recent work 16) is worthy of mention. His description of a « caldera » in the Nekoma volcano, the twin volcano of the Bandai-san, is very interesting and his considerations on the geo-history of the region are important from the volcanological point of view. Also the work of Mr. Z. KATABIRA 17) about the formation of the large « caldera » of Akaigawa in Hokkaidô must not be neglected by scientists.

VI. Petrological Considerations on Japanese Volcanoes.—

This line of research is represented among others by the studies of Prof. Kôzu of the Tôhoku Imperial University and Assistant-Professor Tsuboi of the Tôkyô Imperial University, although many of their works are not as yet published. In a paper, recently published by Prof. Kôzu 18) with the cooperation of Mr. KADOKURA, it is evident from the petrological investigations, that the activity of the volcano of Miyake-Zima in the 7th year of Meiji (1874) took place in a peculiar way, different from the eruptions of the other volcanoes. The authors believe that the crystal bombs of a plagioclase which had been ejected, in association with lapilli, before the flow of lavas began, were crystallized at a temperature higher than that, at which the ordinary magma consolidates. Prof. MATSUYAMA of the Kyôto Imperial University is now working on the magnetic anomalies in basaltic regions. The result is very important from a geological as well as from a volcanological point of view.

Prof. Tsuboi's papers 19 a) read at the 34th Annual meeting of the Geological Society of Tôkyô, held in Kyôto, on April 30th, this year, as well as that of Mr. HOMMA 19b) read on the same occasion, threw much light upon the problem of volcanism. Several other works under this category, as yet unpublished, were read at the above mentioned meeting 19) and at the Third Panpacific Congress held in Tôkyô last year.

VII. Volcanism and Geotectonics. — I have long known that there must be some genetic relation between earthquakes and volcanic activities, especially in Hokkaidô, where I was fortunate enough to make observations for years. This view has been accepted by some investigators, such as the late Professor OMORI 20) and Mr. WATASE. 8) The activities of the earthquake zone of Western Hokkaidô and those of other volcanoes such as Tarumai, Usu and so on, were manifested more or less contemporaneously. It is well known that before the eruption of Tokati-Dake in May last year there was an earthquake, the epicenter of which is believed to be in the sea south of Hokkaidô. Similar observation was made in connection with the later eruption of Tokati-Dake in September.

The close connection between volcanism and earthquake phenomenon is greatly emphasized by Prof. OGAWA of the Kyôto Imperial University. His theory was embodied in his article on the great Kwantô earthquake sometime ago: but his opinion on the problem was expressed in his work on the earthquake of Shimabara of 1922. 21) « *The Significance of Seismicity as a Factor of Volcanic Activity* », which he lays much stress upon, this theory however, may not as yet be regarded as amply proved by facts.

Another line of research toward the solution of volcanic problems, in the light of geotectonical consideration, is suggested by Dr. HUIJIWARA, of the Central Meteorological Observatory in Tôkyô 22). His theory is based on the *échelon* structure or morphology of the Japanese Islands which has been emphasized by Mr. TOKUDA 23). Dr. HUIJIWARA considers that his « Earth Vortex » plays an important role in the genesis of the present feature of the distribution of volcanoes in our country. The pressure sectors of the earth's crust, as he writes, are liable to be invaded by volcanic activities, while tension sectors are not.

VIII. Conclusion. — Such is the recent progress of volcanic study in Japan. The most important factor in the development of our science is, no doubt, the accumulation

of facts. The facts concerning the volcanic activities have been collected by many scientists in Japan. Our attempts have to be directed, sooner or later, to the deciphering of the genesis or causes of the volcanic phenomena.

Reference

(The works cited below are in Japanese, if not otherwise annotated).

- 1) H. TANAKADATE: A Preliminary Report on the Eruption of the Tokati-Dake. June 25, 1926.
- 2) S. WATASE: Explosion of the Tokati-Dake, with special reference to the Origin of Mud-Flow. *Journal of Geography (Tigaku Zassi)*, Vol. 38, No 451, September 1926.
H. TANAKADATE: Ditto, p. 35.
- 3) SAEM. NAKAMURA: The Speed of the Mud-flow of the Tokati-Dake. *The Globe (Tikyû)*, Vol. 6, No 2, Aug. 1926.
- 4) S. WATASE: Ditto.
- 5) S. WATASE: Cause and Forecast of Eruptions of the Tokati-Dake. *Journ. of Geography (Tigaku Zassi)*, Vol. 39, Nos. 459, 460, May and June 1927.
- 6) K. NOBUHARA: On the Explosion of the Yuwô-Yama of the Tokati-Dake. August 1926.
K. NOBUHARA: On the Second Explosion of the Yuwô-Yama of the Tokati-Dake. *Journ. of Geography (Tigaku Zassi)*, Vol. 39, No 458, April 1927.
- 7) S. TASHIRO: Notes on the Explosion of the Tokati-Dake, *Journ. of Geography (Tigaku Zassi)*, Vol. 38 No 451, Sept. 1926,
- 8) M. WATANABE: On the Recent Eruption on the Tokati-Dake Volcano. *Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ.*, Ser. III, Vol. III, No 1, July 1926.
- 9) H. SATÔ: The Eruption of the Tokati-Dake. Report of the *Imp. Geological Survey of Japan*, No 95, Sept. 1926.
- 10) H. TANAKADATE: Ditto.
- 11) H. TANAKADATE: The Cause of the Tokati-Dake Eruption. *Journ. of Geogr. (Tigaku Zassi)*, Vol. 38, No 451, Sept. 1926.
- 12) F. TADA and H. TSUYA: The Eruption of the Tokati-Dake Volcano. *Bull. of the Earthquake Research Institute, Tôkyô Imp. Univ.*, Vol. II, March 1927.

- 13) H. TANAKADATE: On the Activity of the Tarumai-San in 1926. *Journ. of Geogr. (Tigaku Zassi)*, Vol. 39, No 436, Febr. 1927.
- 14) K. NOBUHARA: A Preliminary Report of the Explosion of the Tarumai-San in 1926. *Journ. of Geography (Tigaku Zassi)*, Vol. 39, No 456, Febr. 1927.
- 15) A. WATANABE and M. IMAIDUMI: *The Geographical Review of Japan (Tirigaku Hyôron)* Vol. III, Nos. 6, 7, 8 (not concluded), June, July, August 1927.
- 16) C. MITSUYAMA: On the « Caldera » of the Volcano Nekoma and the Lake Inawaskiro. *Journ. Geol. Soc. (Tisitugaku Zassi)*, Tôkyô, Vol. XXXII, No 379, April 1925.
- 17) Z. KATABIRA: On the Formation of Akaigawa « Caldera » in Hokkaidô. *The Geographical Review of Japan (Tirigaku-Hyôron)*, Vol. II, 1926.
- 18) S. KÔZU and S. KADOKURA: The Type of the Eruption of the Volcano Miyake-Zima in the 7th Year of Meizi. *The Globe (Tikyû)*, Vol. 7, No 5, May 1927.
- 19) The Volcanic and Associated Problems Communicated at the 24th Japanese Geologists Meeting in Kyôto this year are the Following: *Journ. Geol. Soc. (Tisitugaku-Zassi)*, Tôkyô, Vol. XXXIV, No 405, June 1927.
 - H. TSUYA: Some Problems on the Volcanic Rocks in Idu districts.
 - J. HARADA: On Some Volcanic Ejectas and Volcanic Activities.
 - K. YAMAGUTI: On the Globular Norite Enclosure in the Lava of the Sakurashima Volcano.
 - E. TOKUSIGE: Thermal Effects of Volcanic Intrusion upon the Oil-Bearing Strata in Japan.
- 19a) S. TSUBOI: Relation between Plagioclases and Colored Minerals in the Eruptive Rocks (p. p. 217-222).
 - S. TSUBOI and M. IRIKI: A Characteristic Phenomenon of Magma Differentiation on the Volcano Tiga-Dake, Kai Province.
 - T. TOMITA: On the Alkali Rocks near Lake Kizaki, Sinano Province.
 - S. KÔDU: On the Hornblend Andesites.
(The Topics of the Volcanic Problems Communicated at the Third Pan-Pacific Science Congress held in Tôkyô, 1926, will be related in this « Bulletin Vulcanologique » by the President LACROIX of the Section of Volcanology).

- 19b) H. HOMMA : The Mode of Occurrence of the Volcanic Rocks and Deep Seated Rocks on the Eastern Part of Sinano Province (p. p. 215-217).
- 20) H. OMORI : History of the Volcanic Activities in Japan (*Nihon Hunkasi*) *Bull. Imp. Earthquake Committee*, N° 87 B, 1918. Other works are not cited here.
- 21) T. OGAWA : Note on the Volcanic and Seismic Phenomena in the Volcanic District of Shimabara, with a Report on the Earthquake of December 8th 1922. *Mem. Coll. Sci. Kyôto Imp. Univ.* ser. B, Vol. I, N° 2, 1924 (English).
- 22) S. HUJIWARA : On Volcanic Zones and Orotectonic Raptures. *The Geogr. Review of Japan (Tirigaku Hyôron)*, Vol. I N° 8, Oct. 1915.
- 23) S. TOKUDA : On the *Échelon* structure of the Japanese Archipelagoes. *Japanese Journal of Geology and Geography*, Vol. V, N° 1-2. Tôkyô, 1926-1927 (English).
-

HIDEZÔ TANAKADATE

TÔHOKU UNIVERSITY, SENDAI JAPAN.

Explosive Eruption of Tokati-Dake, Hokkaidô, Japan *)

(with 1 map and 3 plates)

Location.—Tokati-Dake volcano is located on the Island of Hokkaidô, north of Japan and lies on the volcanic chain of the same name, which belongs to the Tisima zone. The highest peak of Tokati-Dake is 43° north latitude and $142^{\circ} 41'$ east latitude and it culminates at a height of 2,077 m. above sea level. Sulphur Hill (Iwôzan), which was the scene of the catastrophe last year, attains a height of about 1,760 m. a. s. l. and is situated in an explosion crater on the western flank of the Tokati-Dake.

Before the eruption, the crater on the summit of the Sulphur Hill was slightly inclined to the north and was about 240 m. long in N-S direction, 130 m. wide and about 30 m. deep in average. The hill is a strato-volcano consisting of several different layers of basaltic andesites, scorie, detritus etc. Sulphur Hill, which was not considered an active volcano, was emitting strongly dense sulphur smoke from numerous solfataras on the crater wall as well as on the northern flank of the cone. Sulphur mining had been operated at these solfataras by the following process: the dense gas was at first made to run through a long narrow tunnel built up with stones, directly from the solfataras, in the tunnel, it became cooler and cooler, and condensed into fluidal state, then at the opening of the tunnel it solidified and was gathered.

Preludes of the explosion.—a) In recent years, the activities of the solfataras of Sulphur Hill increased. b) The

*) This study is partly financed by the « Saitô Gratitude Foundation ».

temperature of a hot spring, gushing out on the north western flank of the hill, increased during these years.

c) A soltatara on the southern rim of the crater became a boiling pond of melting sulphur in the second half of June 1923, then it was transformed into boiling water at the close of the same year, and was constantly changing its condition of activity.

These were the definite proofs that a cycle of activity was approaching, probably indicating that the lava was rising from a depth in the volcanic pipe.

On December 23rd, 1925, an explosion took place in the crater, and at this time a new pit was formed just under the southern part of the crater wall and threw up lapilli, detritus, ashes, etc. This was the beginning of the eruptions of the Tokati-Dake in the following years. The new pit was continuously active, issuing dense smoke of sulphurous gas, etc. Though in the months of February and March 1926, explosions took place often, the miners continued working in the vicinity. At the beginning of April, the activity increased very remarkably, culminating on the 5th with a strong explosion, by which lapilli, ashes, etc. were ejected. Roaring sounds continued for several days. From May 4th, the activity increased, and roarings and tremblings were observed even at the farm of Mori, 8 km southwest of the crater. Fire phenomena were seen often in the night even from Kamihurano village 17 km. west of the volcano. The center of these activities was always the pit formed in December of the preceding year. The people at the sulphur mine abandoned some works near the active pit and could hardly work on the northwestern flank of the volcano.

The first explosion phase. On May 24th the rain was so heavy in the morning that the labourers of the mine had to give up the work and returned to their dwellings in Motoyama on the western foot of the volcano 2,5 km. from the crater. About noon, to the great surprise of the people of the neighbourhood, a tremendous explosion with terrible detonations

and tremblings suddenly took place. After that, the thundering sounds due to avalanches attendant on the explosion continued for several minutes. No one could approach the crater after this outburst, for presumably the northern rim of the crater had collapsed in this explosion. The heated lava blocks, detritus, lapilli, ashes, etc. seemed to have fallen down on the northern flank of the volcano and covered a distance of more than 3 km. from the Sulphur Hill and swept away the Biei Spa killing three people. At about 4:20 pm. another terrible outburst occurred with big thunderings and the labourers in their houses had no time to escape from the tremendous avalanche due to the explosion so that 25 of them were overtaken by the flow of the volcanic detritus. Lava fragments, lapilli, ashes, burning sulphur, mixed rain as well as melted snow water, etc. formed a huge flow of mud, which caused a big catastrophe on the western foot of the volcano, and more than 100 people were killed by it. By these two above mentioned explosions, the western half of Sulphur Hill had collapsed, leaving a horseshoe shaped « caldera », which was 130 m. wide, 300 m. long and more than 50 m. deep. The volume of the materials broken down has been calculated as more than 2,000,000 cubic meters. Besides the new « caldera », the crater of Sulphur Hill was showing strong activity, though its rim was blown away, in the western as well as the northern side. Moreover a new small craterlet was formed on the northern flank of the Maruyama.

In the afternoon of May 25th strong explosions occurred accompanied by roars. Judging from the records at 12:11:19 14:21:44 on the seismograph of the Meteorological Observatory of Asahigawa, 45 km. to the northwest from the crater, these outbursts must have been more violent than those of the preceeding day. The eruption of juvenile materials must have caused these volcanic earthquakes, because the origin of the lava ejections lay deeper than the phraetic explosion and so it might have given birth to shocks stronger than those by the latter.

After these explosions the activities were manifested at more or less regular intervals with decreasing intensity. An awesome silence continued during the summer of that year, so that our Stadia Survey on the scene of the outbursts was carried on without any difficulty.

The second explosion phase.— On September 8th about 4:35 pm., a sudden tremendous explosion broke the silence of the volcano when the writer was in the Seismological Observatory which was put up temporarily by Prof. SAEM. NAKAMURA of our University, in Yamaga Mining Office, 8 km. west of the crater. A huge cauliflower smoke rose high in the blue sky at the moment when the detonation awakened the writer's attention. The sounds of the avalanche of detritus on the northwestern flank of the volcano had ceased practically after three minutes, and the smoke cloud was still tight, moving upwards at an enormous speed. The weather was calm, so the cauliflower stood upright extending laterally in the upper part and reached a height of 4.5 km. on the crater in its maximum altitude, then inclined to the east very slowly. The upper part of this smoke column was chocolate colour, evidently tinted by the dust of the particular lava while the middle part was gray white, which was followed by the white smoke. Several photographs of the smoke were taken every minute from the beginning. When the smoke column reached about a height of 3 km., as a photograph shows, traces of cirrus clouds appeared on the top of the cauliflower, and they spread later. Ten minutes after the large explosion, the volcano was covered with a veil of fog, which lasted for about 10 minutes completely hiding the crater.

The fragments of lava torn from the volcanic throat were hurled up by this explosion and covered the « caldera » bottom. The ashes with burning sulphur spread on the northwest flank of the volcano and extended about one kilometer from the eruptive center. It was so hot, that we could not walk on it, when we climbed up the volcano immediately after the explosion.

Two people, who were visiting the volcano just at the moment of explosion, had fallen victims under the detritus.

On September 10th., 3:45 pm., while it was raining heavily, another explosion occurred and lava blocks torn from the crater wall avalanched on the same flank which the mud flow of May had devastated, and covered a more extensive area than that of September 8th.

In the same day about 7:00 pm. slight tremblings were perceptible for several minutes while the writer and his companions were sitting in the inn of the Spa, called Hukiage, 3 km. to the west of the crater. These shocks must have been indicative of another strong outburst. The next day some ejected blocks had a temperature of more than 320°C. Some of these fragments must have had an initial temperature of about 500°-600°C, for they set on fire the wood of a cottage, standing 500 m. from the crater.

By these three paroxysms in the second explosion phase the local shocks were recorded on the seismographs of Yamaga as well as of Asahigawa. When the writer ascended the volcano two days after the latter explosion, the crater had been enlarged and had become notably deeper, also the caldera formed on May 24th, was partly filled by the ejected materials, so that Sulphur Hill was recovering its form.

Present state. — Since the last explosion, the following outbursts of minor intensity were observed from the mountain foot,

1926	December	30	noon
»	»	»	5:10 pm.
1927	January	24	4:10 pm.
»	»	26	10:00 am.
	February	6	11:05 am.
	»	11	1:55 pm.
	»	12	0:25 pm.
	»	19	6:05 am.
	»	22	9:40 am.
	April	4	5:48 am.

The writer put privately a seismograph in the inn of the Hukiage Spa on the west flank of the volcano, 3 km. from the crater and 4.5 km. from that of Yumaga, which was situated at the basis of the volcano. The observations continued from October to June of the next year. Only one local shock was recorded on February 27th 1927 at 5:48 am., but this coincided with no explosion observed so that the above paraxysms of activity must have been quite superficial without any connection with the deep seated lava mass, because they did not accompany any tremblings, none of which were recorded instrumentally in the vicinity.

It was the middle of April 1927, after about 200 days absence from Hokkaidô, that the writer could again visit the volcano. The crater was very active issuing constantly sulphur gas, and had become evidently deeper, sinking into the solid rock. The crater was oval in shape and the cone of Sulphur Hill had recovered its form but was more depressed than before the eruption. In the middle of June, this year, the crater was still active issuing violently sulphurous gas, and the rock floor was red hot.

The explosions of minor intensity accompanied with roars were observed very often just at the time when the atmospheric pressure changed abruptly. Fire phenomena were sometimes visible from the mountain foot.

Attendant phenomena, ejectamenta, etc. — Disregarding fine ashes, no juvenile or essential ejectamenta, no pumice, and no cinder was thrown out by the explosions of May 24th which were only of phraetic nature or *Ultra-volcanian type*. The most important feature in the explosion of 4:20 pm. on May 24 th, was the formation of mud flows, which devastated a vast area of the land causing much damage in the neighbourhood of the volcano.

Mud Flow — By this explosion, heated fragments of rock, lapilli, ashes, burning sulphur, etc. were ejected, and at the same time abundant quantities of detritus, cons-

isting of the volcanic cone of Sulphur Hill, avalanched. They fell down on the northwest flank of the volcano, and melted the snow which covered the mountain to a thickness of one meter from 750 m. a. s. l. to the crater of Sulphur Hill. This produced water which together with the rain water, etc., gave the flow of detritus the character of extraordinary fluidity and changed them to mud flows, which extended to a wide area at the flank of the volcano, then gathered into the two valleys of Biei and Hurano and ran down into them.

These flows devastated the forest in their courses and carried the wood together with the soil saturated with water. The mud contained water more than 60 % in its volume and 2-8 % sulphur of its weight in the dry matter.

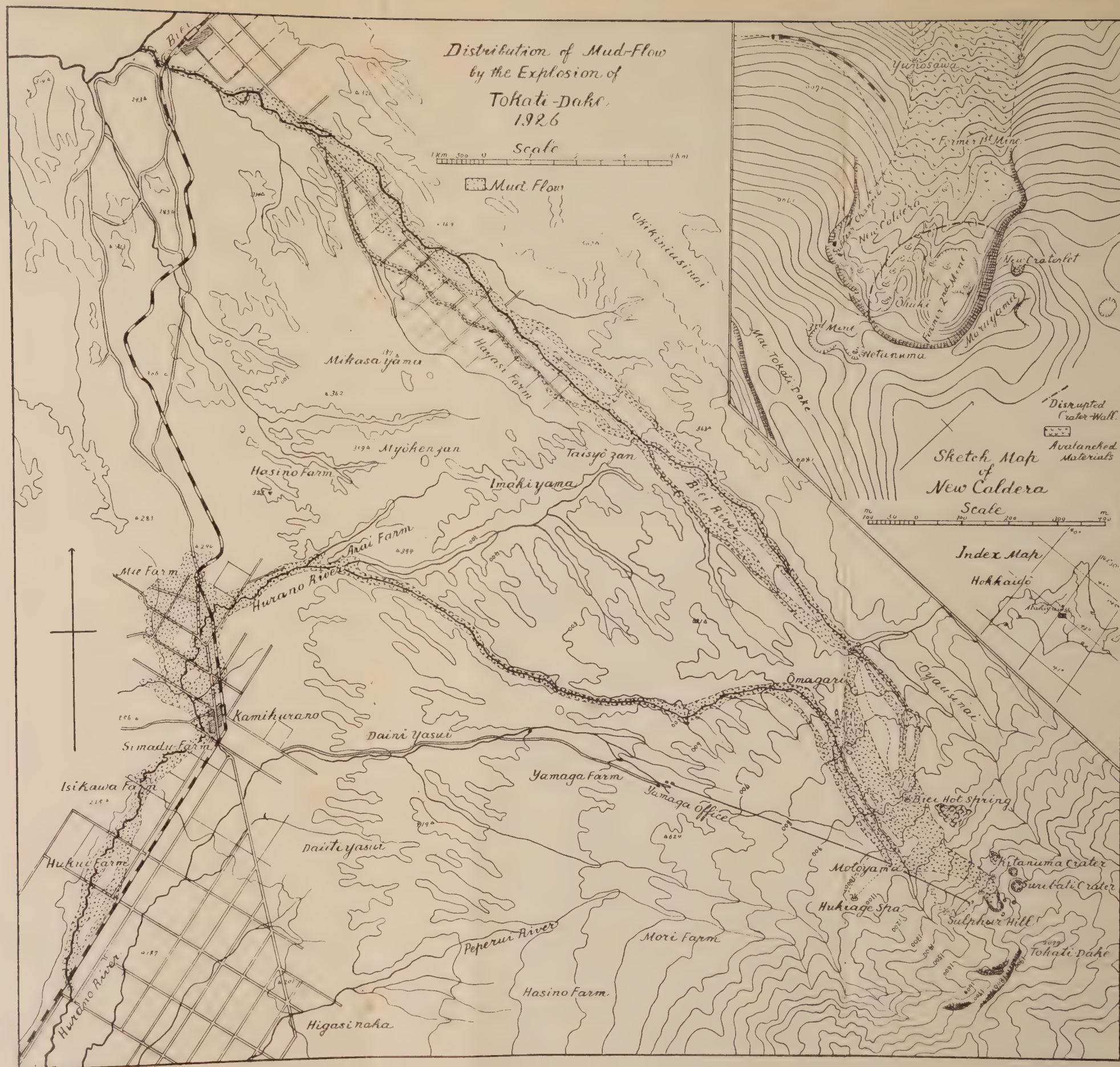
It was characterized by rich contents of sulphuric as well as sulphurous acid, and mixed together with the soil, ashes, lapilli, lava blocks and an enormous quantity of wood. The mud descended to the valley of the Biei River, a distance of 26 km. from the volcano. Four people were killed in this valley and several houses were destroyed. In the valley of Hurano the mud flow reached the opening of the valley within 20 minutes after the explosion covering a distance of 20 km, spreading over the prosperous rice fields, it flooded the river of Hurano and covered the farms of Nakahurano at a distance of 28 km. from the volcano. The calamity was great in this valley; 137 people were killed and 207 wounded, 73 houses were swept entirely away and 80 were badly damaged.

About 25 square kilometers of area, for the most part forests and farms, were covered with mud, containing sulphur, which is poisonous to crops.

Solfataras of secondary origins or « Puff Pits ». — On the surface of ejectamenta, lapilli, ashes, etc., which had been spread on the western flank of Sulphur Hill, many solfataras took place, which were caused by the burning of the sulphur components of the detritus, and they were

H. Tanakadate

EXPLOSIVE ERUPTION
OF TOKATI-DAKE.
MAP OF MUD FLOW.



Tanakadate, August 1926.

active for more than a month. When such solfatara came into existence under the thick cover of ashes, small pits of open cup form appeared. The writer called such solfataras « Puff Pits » and they were sometimes 1.0 m in diameter and a third of a meter in depth.

Mud Balls. — Mud balls were found on the area devastated by mud flows and some of them existed for several months. When compact masses of snow, frozen soil, and the dense network of plant roots, were swept away by the mud flow and rolled into it, they became mud balls with a coating of fine mud. The diameter of such a ball sometimes attained half a meter.

Sulphur Bombs and Sulphur Coatings. — Among the ejectas fallen in the vicinity of the «caldera», sulphur bombs of dish form, with a maximum diameter of about 10 cm. were often found. These were evidently formed from melted sulphur at first hurled up and then thrown to the ground before they consolidated.

Some lava blocks coated partly with sulphur, were found also among the avalanched detritus, even at the foot of the mountain. The lava blocks containing much sulphur in their components were heated by the explosion from the outside. The heat propagated gradually to the inner part even after having fallen to the ground, and then melted the sulphur components to the liquid state. Such sulphur came outside through the pores and consolidated on the surface of the lava blocks.

Pisolites. — Pisolites and pisolitic pellets of ashes were found on the sloped surface of the volcano even on the snow. The rain, fallen after the explosive paroxysms, as well as the water from melting snow, made the ashes wet and heavy, which rolled down as pisolitic pellets.

The outbursts of September, were similar to these of May 24th in their character, so the ejectamenta, blocks, lapilli and the ashes were also of the same kind, but from

the want of water in the former case, they did not form a mud flow of any sort.

Bombs and Lava Lumps. — The outburst of May 25th, 1926, however, was of quite a different nature, being the type of volcanian activity. Only juvenile masses of the fluidal state seemed to have been hurled out from the crater, they were lava blocks, lumps, bombs, and lapilli of irregular size.

Heaps of such lava lumps were found on the bottom of the « caldera », some of them were more than 15 m. high. Such bombs, lumps and lapilli were found on the rim of the caldera not far from the crater. They were all pyroxene andesite with olivin, and of porous character having dark aspects.

Some lumps were 8 meters long and very irregular in form, while some bombs were of circular and depressed form and a little bread crusted.

The result of the analysis of a new lava lump made by S. TANAKA, is published by F. TADA and H. TSUYA, in the work entitled « *The Eruption of the Tokati-Dake Volcano* » (in japanese), (Bulletin of the Earthquake Research Institute. Tôkyô Imp. University, March 1927 Vol. II).

Si O ₂	53.93
Al ₂ O ₃	18.39
Fe ₂ O ₃	3.11
Fe O	6.21
Mg O	4.10
Ca O	8.83
Na ₂ O	2.40
K ₂ O	1.43
H ₂ O (+)	0.14
H ₂ O (—)	0.03
P ₂ O ₅	0.15
Ti O ₂	0.25
Mn O	0.19
Total	100.16

The cause of the eruptions. — It must be first considered that the volcano having entered the new cycle of activities several years back, its activity had been gradually increasing until the first manifestation of a large outburst on May 24th, 1926.

In order to understand the mechanism of the outburst, however, it is necessary to explain fully the conditions of the precipitations and the subterranean water courses in the territory.

Sulphur Hill standing on the northwestern part of an explosion crater is, as mentioned already, a closed area of crescent form extending into the atrio. The precipitated water, as well as the water from melted snow in the atrio, has no subereal outlet. As the western half of Sulphur Hill had been made of porous lava as well as fragmental materials etc., the water percolates deeply into the ground and gathers itself into subterranean canals, one of which was discovered in the wall of the new « caldera ».

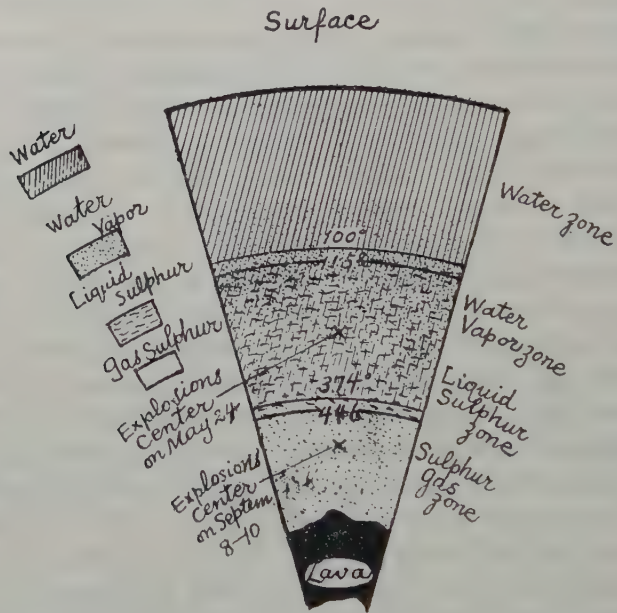
The walls of the canal were considerably eroded, showing that the water streamed in great quantities, and at the southwestern corner of the « caldera » a large cavity was found in its course, in which stalactites and stalagmites of ferrous sulphate developed abundantly. Such subterranean canals had carried the subaereal water to a depth approaching the volcanic pipe. This water filtering near the rising lava mass must have caused explosions in this volcano. Indeed some miners, who worked for a long time on Sulphur Hill, say that the activity of the solfataras on this volcano increased every year when the snow melted.

For the purpose of explanation we consider several zones in the volcano; though they are only mentioned schematically here.

Suppose that at first, the materials are homogenously distributed in the volcano and that they contain sulphur in the same proportion as the detritus which were ejected by the explosion of Sulphur Hill, and that there is no large volcanic pipe, in which heated gas can gather.

If the lava rises from the depths to the lava zone, then the sulphur in the lower zone melts. Above this the water vapour zone lies, where the percolating water can not exist in a liquid state. It is followed by the water zone. The outburst occurs when the tension of the steam is accumulated within the zone of water vapour.

In the case of the explosion of May 24th, the water was supplied abundantly through the filtration in this



zone and the vapour developed and accumulated. At the moment when the tension of the vapour reached the ultimate limit, the equilibrium broke and the explosion took place.

The two explosions of phreatic character must have been originated in the zone of melted sulphur, so that much sulphur gas and melted sulphur were emitted. The avalanche of the first explosion of May 24th probably facilitated the occurrence of the larger one attendant on the second explosion of the same day. As accessory origins, violent earthquakes preceding the explosions can be consi-

dered. The strong earthquakes which shocked the whole Island of Hokkaidô on May 22nd 4:40 pm., 23rd 1:25 pm., preceeded the explosions of May 24th, 1926. Both originated on the sea bottom south of the Island of Hokkaidô and most probably disturbed the series of different zones shown in the figure, giving the facility for the emission of water vapour.

After the phraetic explosion of May 24th, the large eruptions seem to have occurred on 25th afternoon. Having no overlaid mass, the emitted gas from the consolidating lava ejected the lava itself in the form of fragments.

With regard to the origin of the outburst of the second phase, the writer's study is not yet complete. It seems, however, to be most likely that the earthquake on September 5th at 0,37 am. which had its epicenter far in the sea south of Hokkaidô, caused the explosion.

The earthquake accelerated the consolidation of the lava which emitted enormous quantities of water vapour. At least the percolating water seems not to have caused the outburst or given rise to the explosion, as in the first phase. Indeed the precipitation was very scanty during the summer months.

As other accessory causes, which acted on the explosions, such factors as sun spots, solar tide, atmospheric depression, etc. must be taken into consideration. Among these atmospheric depressions acted undoubtedly on the explosions, most of which took place at the time asudden depression to the minimum.

For such « *Volcanian Type of Explosion* », the writer proposes a new name « *Type of Tokati-Dake Eruption* », which showed the outbursts clearly in the following order:

- 1) Phraetic explosions on May 24th.
- 2) Juvenile eruption probably on May 25th.

Gas explosion, due to the consolidation of lava,
deep in the volcanic pipe on September 8-10th.

Explication of Plates.

PLATE I. Fig. 1. — View in the new « caldera » seen from its western rim. The hills standing in the smoke, were of the lava, which composed the western wall of the crater before the eruption. The crater lies on the hills to the rear.

(Photo. by Mr. HUDITA, in the beginning of June 1926).

Fig. 2. — Kamihurano farm covered by the mud flow, rail road runs in the middle.

(Photo. by Mr. Hôzyô, on May 25th, 1926).

PLATE II. Fig. 1. — One of the subterranean caves, situated at the corner of the « caldera », in the rear a part of a subterranean channel can be seen.

(Photo. by the writer, on September 2nd 1926).

Fig. 2. — The cauliflower smoke of the explosion on September 8th at 4:35 pm. seen from Yamaga, 8km. west of the crater. The smoke is as high as 4,5 km above the crater.

(Photo. by the writer).

PLATE III. Fig. 1. — The plain of Kamihurano covered with mud flow; the rail way pushed to west by the mud came from right side in the figure.

Fig. 2. — The river course of Hurano, full with mud and woods, 28 Km. far from the crater.

(Photo. by Mr. Hôzyô, on May 25th-26th, 1926).

CONST. A. KTÉNAS

DE L'UNIVERSITÉ ET DE L'ACADÉMIE D'ATHÈNES

Compte-rendu des études sur la dernière éruption du volcan des Kaménis (Santorin), effectuées pendant 1926 et 1927. ¹⁾

Dans le *Bulletin volcanologique* de notre Section (fascicule 7 et 8 de l'année 1926), j'ai déjà exposé les caractères de la dernière éruption du volcan des Kaménis, et son évolution depuis le début, le 11 août 1925, jusqu'au milieu du mois de janvier 1926. Cette étude qui correspond à un compte-rendu des travaux de la Mission de l'Université d'Athènes à Santorin, est suivie de cartes et de croquis qui donnent la position exacte de Fouqué-Kaméni et l'évolution de sa morphologie. Les 13 planches de figures qui y sont annexées reproduisent les phénomènes effusifs et explosifs les plus caractéristiques.

La deuxième partie de cette étude qui traite de l'évolution de l'éruption depuis le mois de janvier jusqu'à sa fin, survenue le 21 au 22 mai 1926, a été redigée au mois de décembre de la même année; elle se trouve sous presse dans le *Bulletin volcanologique* de l'année courante ²⁾. Dans l'intervalle, les membres de la Mission ont fait paraître des notes préliminaires qui en résument les faits essentiels.

Parmi ces publications, je dois citer particulièrement celle qui a été présentée à la séance du 5 mai 1927 à l'Académie d'Athènes; elle traite de la morphologie définitive du volcan dont elle reproduit les détails en se ba-

¹⁾ Communication présentée à la séance du 8 septembre 1927.

²⁾ *Errata*. — A la fin de cette étude, dans l'Explication des planches, (*Bulletin volcanologique*, Nos 11-12, 1927, pag. 49), au lieu de « le 21 février 1926 », lire « le 21 février 1927 », comme date des photographies prises en hydroplane.

sant sur les éléments topographiques recueillis après la fin de l'éruption, et sur les photographies prises en hydroplane.

Je depose au Bureau les extraits de ces notes pour les membres de la Section qui n'en ont pas encore pris connaissance.

Pendant les années 1926 et 1927, plusieurs autres savants ont fait des études sur la dernière éruption des Kaménis. Parmi ceux-ci, on doit citer, en première ligne, la Station météorologique à Phira, qui dans son Bulletin quotidien nous a donné une image complète, *la seule d'ailleurs*, de l'évolution de l'activité explosive depuis le premier jour de l'éruption jusqu'à sa fin. Ces documents ont été communiqués à la Mission de l'Université, de sorte que nous avons pu combler les lacunes de nos observations en ce qui concerne la variation des phénomènes explosifs ¹⁾.

Les géologues qui ont été envoyés par le Ministère de l'Economie Nationale, MM. GEORGALAS et LIATSIKAS, ont suivi également l'éruption pendant 1926, et ils ont étudié l'extension graduelle du volcan. D'autre part, M. PERTESSIS, chimiste au même Ministère, a procédé à plusieurs reprises, à la récolte des gaz de fumerolles. L'analyse de ces échantillons pourrait compléter celle de la Mission de l'Université, effectuée par M. DALIÉTOS.

Quant aux dernières publications de M. RECK, elles sont basées exclusivement sur les renseignements de MM. DOBE, NEUMANN VAN PADANG et d'autres. Les croquis topographiques qui y sont annexés s'écartent essentiellement de ceux déjà publiés par la Mission de l'Université d'Athènes, et de la morphologie définitive.

Enfin, il est juste de signaler le grand concours qui ils nous ont apporté pour l'étude de l'éruption, les Services

¹⁾ Les données détaillées de la Station météorologique sur l'évolution de l'activité explosive du volcan, et sur la situation météorologique à l'île de Santorin pendant la période éruptive, seront publiées dans le Mémoire définitif que l'Académie d'Athènes fera paraître sur la dernière éruption.

hydrographique et aéronautique de la Marine. Le Service hydrographique a opéré, de nouveau, au mois de septembre 1926, une série de sondages ; aussi la morphologie du fond de la mer après la fin de l'éruption nous est-elle connue dans ses traits généraux.

Quant au Service aéronautique, il a envoyé au mois de février 1927, un hydroplane, pour qu'on puisse par des photographies prises de haut se représenter les détails de la morphologie. Le mois passé, on a réussi de prendre de nouvelles photographies dans le but d'établir la topographie des îles des Kaménis par aerophotogramétrie. Malheureusement, l'hydroplane au retour de Santorin, a été détruit.

Après ce rapport sommaire sur les études principales faites pendant les années 1926 et 1927, je me propose d'apporter quelques observations comparatives entre l'éruption de Fouqué-Kaméni et celle d'autres volcans de nature similaire.

Quant à la viscosité de la matière ignée, l'éruption de 1925-1926 aux Kaménis a mis au jour de laves en partie très visqueuses et d'autres d'une viscosité moindre. L'éruption a abouti à la formation d'un dôme ; elle présente donc un de traits caractéristiques des éruptions du type peléen. D'autre part, la matière ignée s'est considérablement étendue dans le sens horizontal, ce qui prouve que sa viscosité était en partie moindre que celle des éruptions similaires : Mont Pelée (1902-1903), Metcalf Cone (1906) et McCulloch Peak (1906-1907) à l'île Bogoslof, Tarumai à l'île de Hokkaidô (1909), et d'autres.

Le dôme central de Fouqué-Kaméni, dont les dimensions étaient restreintes, se rapprochait au mois d'octobre 1925, quant à sa forme, au dôme de Tarumai 1).

1) A comparer la fig. 1, pl. XII du *Bulletin volcanologique* (Nos 7 et 8, 1926), aux photographies communiquées par M. FRIEDLAENDER (*Petermanns Mitteilungen*, 58, 1912, I, pl. 54), et M. TANAKADATE (*Japanese Journal of Geology and Geography*, 3, 1924, pl. 17).

Malgré les caractéristiques en partie peléens du facteur effusif, l'éruption de 1925-1926 se caractérise également par l'intensité des explosions vulcaniennes. Les projections qui avaient lieu assez souvent par des poussées obliques ou même horizontales, étaient si fréquentes qu'elles ont provoqué la transformation rapide du dôme central en un conodôme, dont la morphologie extérieure correspond à celle d'un cône de débris.

Un conodôme doit son origine à une manifestation volcanique qui est intermédiaire entre un type purement peléen et un type très riche en explosions vulcaniennes. Pendant la formation de Fouqué-Kaméni, *les deux phases d'activité étaient simultanées*, mais soumises à plusieurs variations d'intensité ¹⁾.

D'après M. WASHINGTON, l'éruption de 1925-1926 est similaire à celle de Novarupta, près de Katmai, Alaska ²⁾. En effet, la photographie de ce volcan prise par M. FENNER et communiquée par M. WASHINGTON, met en évidence une grande accumulation des produits de projection, ce qui prouve l'importance du facteur explosif.

1) Dans mes notes présentées aux séances du 7 septembre et 10 octobre 1925 de l'Académie des Sciences, j'ai déjà insisté sur le fait que l'éruption de Fouqué-Kaméni se caractérise « *tant par la rapidité de la formation d'un dôme que par l'intensité et la fréquence des explosions* ».

M. RECK, dans sa note publiée dans le *Centralblatt für Miner. etc.*, 1926, B., p. 32, a exprimé plus tard les mêmes opinions : « *Die starke Explosibilität unter gleichzeitiger Quellkuppenbildung ist somit ein besonderes Kennzeichen dieser Eruption* ». De même, MM. GEORGALAS et LIATSIKAS qui au commencement considéraient que l'éruption des Kaménis appartient à un type vulcano strombolien, et que la partie centrale du volcan est un cône d'éruption (*Comptes rendus* 181, 1925, p. 425), soutiennent aujourd'hui notre point de vue. (Voir, également, *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 1, 1926, p. 311). Comme je l'ai fait remarquer ailleurs (*Bulletin volcanologique*, 3, 1926, p. 311), M. AKYLAS a reconnu, dès les premiers jours, la nature dômique de l'éruption.

2) Santorini Eruption of 1925. *Bulletin of the Geological Society of America*, 37, 1926, p. 370.

Pendant la formation des dômes de Pelée, de Mc Culloch Peak et de Tarumai, le facteur effusif prédominait. Le magma a atteint son maximum de viscosité aboutissant à la formation des aiguilles. Il y a donc à distinguer entre ces éruptions appartenant au type purement peléen, et celles de Georgios-Kaméni, de Fouqué-Kaméni et probablement de Novarupta, qui correspondent à un type vulcano-peléen, soit très riche en produits de projection.

Enfin, il me reste à ajouter quelques mots quant à la période explosive terminale. D'après les données de M. T. A. JAGGAR ¹⁾, le dôme tout entier de Mc Culloch Peak (1906-1907) a été réduit en fragments et expulsé par des explosions formidables survenues le 1 septembre 1907, à la fin de l'activité volcanique.

Une phase explosive pareille caractérise la fin de l'activité qui a donné naissance au dôme de Tarumai (1909). Comme M. TANAKADATE l'a établi ²⁾, les explosions de la phase terminale de ce volcan n'étaient pas si intenses que celles de Mc Culloch Peak; elles ont provoqué la formation d'une grande crevasse, mais le dôme a conservé sa forme.

Il est à remarquer que même le conodôme de Fouqué-Kaméni, après une période relativement pauvre en produits de projection, a été détruit en partie, par des explosions similaires ³⁾. Pendant cette phase terminale, d'une durée d'environ quatre jours, une partie du plateau central du volcan a subi un effondrement de 5 à 15 mètres.

¹⁾ The evolution of Bogoslof Volcano. *Bulletin of the American Geograph. Society*, 40, 1908, p. 385.

²⁾ Der Tarumai-Ausbruch in Japan 1909. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 1912, Heft 6.

³⁾ KTÉNAS, CONST. A., L'évolution du volcan des Kaménis (San-torin) en 1926. *Comptes rendus*, 183, 1926, p. 798.

Bibliographie

[Publications parues pendant les huit premiers mois de l'année 1927]

- CONST. A. KTÉNAS — IX. Les enclaves enallogènes et les laves endomorphisées de Fouqué - Kaméni [Séance du 29 mars]. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 2, p. 150 [avec 4 figures], et *Comptes rendus*, 183, p. 980.
- — X. La composition des laves du volcan des Kaménis [Santorin]. Observations à propos de la Note de MM. Liatsikas et Georgalas. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 1, 1926, p. 311.
- — XI. La morphologie définitive du volcan des Kaménis [Séance du 5 mai 1927]. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 2, p. 250 [avec 1 figure et 2 planches].
- — XII. L'éruption du volcan des Kaménis (Santorin), en 1925. Fasc. 2. *Bulletin volcanologique*, N.º 11-12 [avec 9 figures et cartes, et 12 planches].
- G. GEORGALAS et N. LIATSIKAS. — V. Le volcan de Santorin à la fin du mois d'avril et au commencement du mois de mai 1926. Athènes.
- N. LIATSIKAS et G. GEORGALAS. — Sur la constitution minéralogique et chimique des laves de l'éruption de 1925 du volcan de Santorin. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 1, 1926, p. 307.
- HANS RECK. — III. Die Tätigkeit des Santorin-Vulkans vom November 1925 bis zum Ende des Ausbruchs im Sommer 1926. *Centralblatt für Mineralogie etc.*, 1926, B, p. 531.
- — IV. Mitteilungen über Trombenbildung während der Ausbrüche des Santorin-Vulkans. *Centralblatt für Mineralogie etc.*, 1926, B., p. 542.
- — V. Verlauf und Abschluss des Ausbruchs des Santorin-Vulkans im Jahre 1926. *Zeitschrift für Vulkanologie*, 10, 1927, p. 206.

CONST. A. KTÉNAS

DE L'UNIVERSITÉ ET DE L'ACADÉMIE D'ATHÈNES

L'éruption du volcan de Santorin en rapport avec les séismes survenus dans le bassin de la Mer Égée méridionale. ¹⁾

La dépendance étroite qui relie les volcans de la Mer Égée aux zones disloquées a été reconnue il y a longtemps. En effet, le volcanisme s'est réveillé dans la Mer Égée depuis l'époque où a commencé à se manifester le morcellement de l'Égée.

D'autre part, les volcans du bassin méridional s'alignent en une traînée, située dans la partie intérieure concave de la zone de plissement du Tertiaire, passant par le Péloponèse et les îles de Crète, de Carpathos et de Rhodes. Des fractures transversales à cette zone ont, également, livré passage à des éruptions volcaniques, comme c'est le cas pour les volcans de l'île d'Antiparos ²⁾.

Mais, tandis que la recherche géologique nous rend de plus en plus évidentes les relations qui existent entre les phénomènes volcaniques et les zones disloquées, la nature et les détails de cette relation nous échappent encore. Grâce aux observations systématiques, poursuivies depuis quelques années à l'Observatoire d'Athènes, sur les tremblements de terre en Grèce, nous pouvons étudier le développement de la manifestation séismique pendant la der-

1) Cette Note a été communiquée à la séance du 6 septembre 1927.

2) KTÉNAS, CONST. A., Sur une éruption acide au centre du massif des Cyclades. *Comptes rendus*, 152, 1911, p. 721.—Voir, également, le croquis publié dans la Note de MM. FRIEDLAENDER et SONDER (*Zeitschrift für Vulkanologie*, 8, 1924, pl. VI); il reproduit avec quelques modifications la carte manuscrite de l'auteur qui se trouve dans la salle publique du Laboratoire de Pétrologie de l'Université d'Athènes.

nière éruption du volcan des Kaménis, et apporter ainsi quelques nouvelles notions à la recherche du problème. Les documents de l'Observatoire d'Athènes qui nous montrent, pour la première fois, la vraie situation sismique dans la Mer Égée, ont été déjà publiés par le chef de la section géodynamique, M. N. CRITICOS. ¹⁾

La dernière période sismique survenue dans la région méridionale de la Mer Égée (Cyclades, Crète, Sporades méridionales, côtes sud-occidentales de l'Asie Mineure), a commencé vers le milieu du mois de janvier 1918; elle a manifesté, à plusieurs reprises, une activité exceptionnellement intense.

Parmi les séismes tectoniques de cette période, on doit envisager ceux dont l'épicentre se trouve à une faible distance du volcan de Santorin (voir le Tableau).

TABLEAU I.

N.º du catalogue de l'Observatoire	Date	Épicentre	Distance approximative de Santorin
N.º 13 *	1918. VII. 16	Fossé sud-égéen	60 kilomètres
» 16	1918. IX. 23	» » »	80 »
» 16	1922. VIII. 11	» » »	80 »
» 16	1923. VIII. 1	» » »	80 »
» 16	1923. VIII. 3	» » »	80 »
» 36	1919. X. 25	Entre los et Siphnos	65 »
» 37 *	1919. X. 25	Est d'Ios	40 »
» 50	1920. XI. 15	S E de Santorin	45 »
» 54	1921. I. 23	» » »	70 »
» 54 *	1922. VIII. 13	» » »	70 »
» 74	1923. IV. 24	Fossé sud-égéen	65 »
» 77	1923. VII. 4	Nord de Crète	85 »
» 86	1925. III. 17	Entre Mykonos et Paros	90 »

* Séisme violent ou exceptionnellement violent.

1) CRITICOS, A. N. Sur des phénomènes sismiques produits avant et depuis l'éruption du volcan de Santorin. *Comptes rendus*, 181, 1925, pag. 923.

Sur la sismicité des Cyclades et de la Crète. *Praktika de l'Académie*

L'éruption de Fouqué-Kaméni a commencé le 11 août 1925 ; elle a été prolongée jusque presque à la fin du mois de mai 1926. Il est à remarquer que pendant les années 1924 et 1925, on n'a signalé aucun tremblement de terre provenant de zones tectoniques instables qui avoisinent le volcan, sauf le séisme N° 86 ayant lieu dans l'intérieur du massif des Cyclades. De plus, comme M. CRITICOS l'a établi d'une façon si analytique, depuis le début de l'activité du volcan, et jusqu'à sa fin, aucun séisme n'a eu lieu ni dans le massif des Cyclades, ni dans la région comprise entre les Cyclades et la Crète (fossé sud-égéen). Quatre jours avant le début de l'activité, le 7 août 1925, a eu lieu un grand séisme dans l'intérieur de l'Asie Mineure, mais son épicentre se trouve à une distance de 410 kilomètres du volcan.

Les premiers jours de l'éruption — et même quelques jours avant — certaines personnes soutiennent d'avoir senti des secousses très faibles à Phira (île de Théra). Pourtant, les correspondants de l'Observatoire d'Athènes n'en signalaient aucune dans les onze villages du groupe d'îles de Santorin, ni dans les bourgs des îles voisines : Ios, Anaphi, Sikinos et Pholegandros. S'il y en a eu, c'eut été des secousses très faibles, ne rentrant pas dans le cadre des séismes qu'enregistre le séismographe de l'Observatoire. D'ailleurs, pendant la période de 1919 à 1925, on a noté à Santorin, à plusieurs reprises, des secousses locales similaires, probablement de nature volcanique : 1919. X. 22; 1923. X. 4; 1925. III. 17; 1925. III. 30; 1925. VII. 10; 1925. VII. 18.

Le 26 juin 1926 — un mois environ après la fin de l'activité explosive —, a eu lieu un séisme dont l'épicentre se trouve dans le fossé sud-égéen. Pourtant, on n'a pas

d'Athènes, 1, 1926, p. 155. — *Annales de l'Observatoire National d'Athènes*, 9, 1926. — *Beiträge zur Geophysik*, 12, 1927.

Les manifestations de l'énergie sismique dans la région des plis dinotauriques pendant l'année 1926. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 2, 1927, p. 350.

constaté au volcan de Fouqué-Kaméni un changement quelconque qui pourrait être mis en parallèle avec ce violent tremblement de terre, à la suite duquel fut détruite, en partie, la ville de Candie, en Crète.

Quant aux régions qui avoisinent, vers l'Est, le massif des Cyclades et de la Crète, l'action séismique n'a pas cessé à s'y manifester au cours de l'éruption.

Le 8 février 1926, pendant une période d'activité volcanique violente, a eu lieu le séisme de l'île de Cos, d'intensité moyenne. L'épicentre de ce séisme qui détruisit le village d'Antimachia, se trouve à une distance de 160 kilomètres environ du volcan.

Enfin, le 18 mars 1926, un tremblement de terre exceptionnellement violent fut enregistré à Athènes. Ce séisme provenant de la région sud-occidentale de l'Asie Mineure, à une distance de 330 kilomètres du volcan, a détruit les villes de Macri et Denizli, en Asie Mineure, et il fut ressenti jusqu'à l'île de Santorin. Pendant ce temps, le volcan était déjà rentré dans sa dernière période d'explosivité modérée.

De cet exposé sommaire des données séismologiques s'étant déroulées dans le bassin méridional de la Mer Égée, avant et au cours de l'éruption du volcan des Kaménis (Santorin), on peut déduire les constatations suivantes :

1. — Les épicentres des séismes tectoniques des Cyclades qui se dessinent par leur intensité et leur fréquence, sont situés près ou au-delà de la zone de profondeur de 500 mètres, aux bords de la moitié méridionale du massif cycladien (voir la Carte).

2. — Les zones tectoniques instables qui se dressent au SO, S, SE et NE du volcan de Santorin, se trouvaient dans une position d'équilibre pendant plus de deux années, avant le début de l'activité volcanique.

3. — Des grands séismes survenus au voisinage du volcan, au cours de son activité, ou immédiatement après la fin de l'éruption, n'ont eu absolument aucune influence sur le développement de la manifestation volcanique.

4. — En résumé, les zones de dislocation situées aux bords du massif cycladien, ont rendu plus facile l'ascension des matières ignées vers les parties périphériques de l'écorce et elles ont déterminé ainsi la distribution géographique des volcans. Mais, quant à la cause qui a provoqué l'éruption, elle doit être recherchée ailleurs. S'il était permis de tirer une conclusion de l'étude des phénomènes séismiques qui s'étendent sur un temps si court, on doit conclure que dans la Mer Égée, l'éruption du volcan des Kaménis (Santorin) ne se trouve pas en *rapport causal immédiat* avec les mouvements brusques des couches terrestres.

**Rapport sur les travaux du Laboratoire
de Pétrologie de l'Université d'Athènes,
concernant l'étude des volcans de la Mer Égée ¹⁾**

(avec une Carte)

Depuis quelques années, nous poursuivons au Laboratoire de Pétrologie de l'Université d'Athènes des études sur les volcans récents éteints de la Mer Égée.

L'importance que possède une telle recherche dans une région qui est si peu connue au point de vue géologique et géochimique, n'échappe à personne. Je n'entre-rais pas ici dans les détails des études du Laboratoire. J'ai été conduit à la rédaction de ce rapport par le désir d'exposer sommairement à la Section de Volcanologie les travaux effectués jusqu'à ce jour, tout en indiquant les données essentielles et les points de vue que nous envisageons.

Recherche des volcans inconnus. — Comme la Mer Égée est parsemée d'îles qui sont parfois très difficiles à atteindre, la recherche des volcans qui sont demeurés inconnus jusqu'à ce jour, a donné des résultats très satisfaisants.

Ainsi, on a réussi à découvrir quatre nouveaux volcans qui ont conservé, en partie, les traits morphologiques originaux; ils se trouvent dans la région centrale de la Mer Égée qui était considérée, jusqu'à présent, comme dépourvue de manifestations volcaniques.

Les volcans en question sont :

¹⁾ Ce rapport a été lu à la séance du 6 septembre 1927.

1. Le volcan de Caloyéri, situé en pleine mer, entre les îles de Chios et d'Andros. On ne voit plus de ce volcan, tout à fait ruiné par l'abrasion marine et par les dislocations que quelques rochers constitués, exclusivement, par de *tuf palagonitique alcalin* (I).

2. Le dôme de Hagii Pantès, à la partie septentrionale de l'île de Chios. D'une hauteur de 150 mètres, ce dôme se dresse en face des volcans de l'île de Lesbos. et, il est composé d'une *dellénite*, I. (3) 4. '2. 3 (4). Cette roche remplit, également, des grands dykes qui traversent les couches schistogréseuses du Carbonifère moyen (II).

3. On rencontre à la pointe d'Antistrovilas, à l'île de Chios, une lave d'*andésite augitique à olivine*, II. 5. 3. '4., qui se rattache aux coulées développées de l'autre rive du détroit d'Oenoussae, à la presqu'île d'Erythrée (Asie Mineure) (III).

4. Enfin, au mois de juin dernier, on a découvert dans la région méridionale de l'île de Chios, le volcan d'Emboriòs. Composé de deux dômes, dont l'un à *dacitoïde andésinique*, II. 4 (5). 3'. '4., (dôme de Psaronas), et l'autre à *rhyolite alcaline*, I. 4. 1(2). (3) 4., (dôme de Prophète Hélié), ce volcan s'élève jusqu'à une hauteur de 216 mètres; ses laves se reposent, en partie, sur les calcaires marneux d'eau douce du Levantin.

Si le nombre des volcans de la Mer Égée a été augmenté ainsi, on est parvenu, d'autre part, à reconnaître que les renseignements sur la constitution volcanique d'autres parties égéennes ne sont nullement justifiés. Je dois signaler, à ce point de vue :

1. L'île de Bélopoula, située entre le massif des Cyclades et le Péloponèse, qui ne porte aucune trace de manifestations volcaniques récentes (IV).

2. L'île de Psara, dans la région centrale de la Mer Égée; elle est composée de roches cristallophylliennes et d'une formation semimétamorphique plus ancienne que le Dévonien. Les couches calcaires d'eau douce du Néogène y sont couronnées par des grandes masses stratifiées de conglomérats *andésitiques* et *dacitiques* à bois silicifiés;

elles forment le prolongement, vers le SW, des assises que M. DE LAUNAV a étudié à l'île de Lesbos.

3. Ce n'est que dans l'île d'Antipsara que les couches semimétamorphiques sont traversées, sur la pointe d'Aspros Vrachos, par un petit amas de *liparite* ¹⁾. Mais, cette roche volcanique ne prend pas de formes d'épanchement à la surface (V) ²⁾.

Exploration des volcans incomplètement connus. — Le Laboratoire de Pétrologie s'est ensuite occupé à compléter la recherche des volcans de la Mer Égée, sur lesquels on n'avait que des notions très vagues.

Les études réciproques se rapportent aux volcans suivants :

1. Le volcan de Thèbes en Thessalie, dont les laves andésitiques à olivine occupent aujourd'hui une surface d'environ 4.000.000 de mètres carrés ;

2. Le volcan de îles Psathoura et Psathouropoula (Sporades septentrionales) dans la Mer Égée du Nord ;

3. L'île de Hagios Eustratios, également dans la région septentrionale de la Mer Égée. Les couches tuffiques de cette île, à nombreux blocs d'une *andésite à hornblende*, sont traversées par de filons de roches alcalines basiques ;

4. Le volcan de la presqu'île d'Erythrée (Karabou-roun) en Asie Mineure, dont les coulées constituées d'*andésite augitique à olivine*, II'. 5. 3. '4., et de *labradorite augitique*, 'II. '5. (3) 4. 4., se sont étendues sur une surface de dénudation d'âge quaternaire ; enfin :

5. Les volcans d'Antiparos (Spyridonia, Kokkinos et Mavros Tourlos, Phira, partie méridionale d'Antiparos) dans les Cyclades, qui sont constitués de laves liparitiques.

1) J'emploie le terme *liparite* pour toutes les laves quartziques de la Mer Égée dont les paramètres magmatiques ne sont pas encore connues.

2) Pour les mêmes raisons, les filons et, en général, les roches volcaniques d'intrusion que nous avons constatées aux îles de Chios, Skyros, Skiathos, Imbros, à l'île d'Eubée et en Macédoine, ne rentrent pas dans le cadre des volcans cités dans ce chapitre.

Les résultats relatifs quant aux volcans de Thèbes (VI), de Karabouroun (III) et d'Antiparos (VII) ont été déjà publiés, en partie, dans des Notes insérées dans le *Praktika de l'Académie d'Athènes*, l'*Annuaire Scientifique de l'Université* et dans les *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*.

Enfin, notre attention a été attirée par le dôme de Methana-Kaméni (éruption de 250 avant J. Ch.), composé d'une *dacitoïde labradorique*; sa morphologie présente des particularités intéressantes. En effet, c'est le seul dôme de la Mer Égée qui possède des cratères d'explosion. Le dôme de Mikra-Kaméni, au groupe d'îles de Santorin, composé d'une *dacitoïde andésinique*, se rapproche de lui à ce point de vue.

La composition minéralogique et chimique des laves de la Mer Égée. — La recherche lithologique des laves qui ont été épanchées dans la Mer Égée, depuis le Miocène jusqu'à nos jours, a été poursuivie d'une façon très active. Il est à peine utile d'insister sur le fait que nous attachons à l'examen chimique des magmas toute la valeur qu'il mérite pour la classification chimico-minéralogique des roches.

Une série de plus de trente échantillons qui se rapportent aux laves de presque tous les volcans égéens, ont été déjà examinés en détail, au point de vue minéralogique et chimique. L'examen microscopique s'effectue au Laboratoire de Pétrologie d'Athènes, tandis que l'analyse chimique a été confiée à un chimiste expérimenté pour les analyses pétrographiques, à M. RAOULT, à Paris.

Je ne me préoccuperais pas d'exposer, dans ce rapport sommaire, les résultats de la recherche lithologique; ils seront décrits et discutés ailleurs, aussitôt que les laves de tous les volcans égéens nous seront connues d'une façon aussi complète. Cependant, je profiterai de cette occasion pour traiter quelques faits qui intéressent la constitution géochimique de la Mer Égée en général.

Le volcan d'Oxylithos, à l'île d'Eubée, qui a été étudié dans sa nature morphologique et pétrographique

par M. DEPRAT, appartient, en partie, quant à la composition chimique, de ses roches à un facies magmatique qui a donné naissance à des *andésites andésiniques a*, II. '5. 3. 4., riches en MgO.

Les volcans du bassin méridional de la Mer Égée, surtout ceux d'Égine, de Methana, de Milos et de Santorin ont éjectés des *dacites* et *dacitoïdes oligoclasiques*, *andésiniques* et *labradoriques*, ainsi que des *andésites* et *labradorites a*, comme MM. LACROIX et WASHINGTON l'ont déjà établi. Pourtant, les roches *liparitiques* n'y sont pas si rares qu'on l'avait considéré jusqu'à présent (Antiparos, Milos, Cos). D'autre part, l'examen de la caldeira de l'île de Théra (groupe d'îles de Santorin) nous a fait ressortir dernièrement que des laves appartenant à des *labradorites a*, II. 5. 4. 4., (et même à des *basaltes*) y sont relativement nombreuses dans le massif de Merovigli et de Skaro; elles se trouvent au dessous des coulées dacitiques. Également, la région de Balos-Acrotiri (région sud-ouest de Théra) est caractérisée, outre des roches déjà connues, par des laves qui appartiennent à une *andésite andésinique a*, II. '5. 3. (4) 5., et à une *dacitoïde andésinique*, II. 4 (5). 3'. 4.

Il me faut signaler, également, la fréquence, dans la moitié septentrionale de la Mer Égée, des laves d'une composition chimique spéciale. Elles appartiennent à une *andésite augitique à olivine* qui se caractérise par une proportion relativement grande d'alcalis, et surtout de potassium. Le volcan de Thèbes, les coulées de Psathoura et Psathouropoula, et les coulées des volcans du détroit d'Oenoussae, en sont constitués exclusivement. Il est très probable qu'on doit ranger dans la même catégorie quelques laves de l'île de Lesbos et de Troade.

D'après nos connaissances actuelles, des laves pareilles n'apparaissent pas au Sud du parallèle, passant par le volcan de Caloyéri; elles sont spéciales à la région du bassin septentrional de la Mer Égée, qui se dessine, également, par des gisements rares de roches volcaniques alcalines, acides et basiques.

H. Tanakadate

EXPLOSIVE ERUPTION
OF TOKATI-DAKE.
MAP OF MUD FLOW.



Tanakadate, August 1926.

Bibliographie

- I. KTÉNAS, CONST. A., Sur la nature volcanique des rochers de Caloyéri au centre de la Mer Égée. *Comptes rendus*, **178**, 1924, p. 101.
- II. MARAVÉLAKIS, M., Les formations éruptives et la métallogénie de l'île de Chios. *Archimidis*, **16**, 1915, p. 85.
- III. KTÉNAS, CONST. A., Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erythrée (Asie Mineure) *Annuaire Scientifique de la Faculté des Sciences*, **1**, 1925, p. 57 (avec 2 figures et 7 planches).
- IV. — — L'île de Bélopoula entre le Péloponèse et les Cyclades. *Compte rendu somm. Soc. Géol. France*, 1924, p. 77.
- V. — — Les îles de Psara et d'Antipsara. *Compte rendu somm. Soc. Géol. France*, 1921, p. 170. — Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de Mer Égée. *Compte rendu du XIII Congrès géologique international 1922*, **1**, p. 571 (avec 3 figures et 1 planche).
- VI. — — Le volcan de Thèbes (Persouphli) en Thessalie, *Praktika de l'Académie d'Athènes*, **2**, 1927, p. 35 (avec une carte).
- VII. — — Sur une éruption acide au centre du massif des Cyclades. (Séance du 13 mars 1911). *Comptes rendus*, **152**, p. 721.

Dr. AXEL GAVELIN
DIRECTOR OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF SWEDEN

Summary Report of the Researches in Sweden on Volcanic and related Phenomena during the period 1924-1927.

Researches on volcanic and related geophysical phenomena in Sweden have continued during later years after the lines briefly sketched out in my report for the Congress in Madrid in 1924. ¹⁾

As to volcanic phenomena in a proper sense of the term, the Swedish investigations have had for object in the first place the widely varying magmatic and volcanic formations of the Pre-Cambrian. Much work has been devoted, by the Geological Survey and by the universities of Stockholm, Upsala and Lund, to studies of the role played by the magmas as intrusives and extrusives during those remote periods in the history of the earth. Especially the differentiation processes, the tectonics of the magma bodies, and their metamorphosing influences on the surrounding rocks in great depths have been studied.

Also the old-Palaeozoic formations of Sweden contain many evidences of volcanic activity. Dikes and sills of basaltic lavas are often met with in the isolated remnants of Cambrian, Ordovician and Silurian beds in Southern and Central Sweden. In the rather deeply eroded Caledonian mountain range of Northern Sweden, intrusions of magmas of very varying compositions played a great role during Silurian and early Devonian times. The Caledonian magmatic rocks offer good material for the study of the mechanics of intrusion of magmas in the mountain

¹⁾ AXEL GAVELIN: Volcanic and related geophysical phenomena in Sweden. (*Bulletin Volcanologique*, N^o 2; oct, - déc. 1924).

ranges, and of the differentiation processes. — In the latest Ars, Ordovician extrusive lavas and tuffs have also been found in the Caledonian districts, indicating that the intense Ordovician and Silurian extrusive volcanic activity, which characterized Central Norway, also made itself strongly felt in the Swedish parts of the Caledonian mountains.

Investigations on the *recent displacements of the magma masses in the earth's interior*, recorded by isostatic readjustment of the crust through alterations of level, have been continued by many Swedish institutions and scientists. After my report for the Madrid Congress, those works have mainly consisted in detailed determinations of the changes of level in Southern and Central Sweden, as well as in the northernmost parts of the country. By means of these researches, more detailed and precise values have been obtained for isostatic changes of level in Northern Europe during different parts of the latest 15000 years and in our days. But the general picture of the isostatic movements of Northern Europe have not been changed in any essential degree from that given in my report of 1924.

The results of the Swedish researches concerning volcanic and related phenomena are published in a great number of publications, among which may be mentioned: The publications of the Geological Survey of Sweden, Geologiska Föreningens Förhandlingar; Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala, the publications of Vetenskapsakademien, Lunds Universitets Arsskrift, Ymer, Geografiska Annaler, a. o.

L'activité du volcan de la Réunion de 1925 à 1927.

Dans son exposé des phénomènes volcaniques actifs du volcan du Piton de la Fournaise à la Réunion, M. A. LACROIX s'est arrêté à la fin de l'année 1924. Depuis lors, le volcan est entré dans une période d'activité assez grande dont je vais relater les principales manifestations. Pour les détails topographiques, je renvoie à la carte qui accompagne le mémoire de M. A. LACROIX, ¹⁾

Décembre 1925 à avril 1926. Cette éruption, qui a duré quatre mois, du 30 décembre 1925 au 20 avril 1926, a été marquée par des phénomènes lumineux très intenses. Le 30 décembre, une fente de plus de cent mètres de longueur s'est produite au fond du cratère Dolomieu, sans émissions de lave. Il s'en est échappé seulement des vapeurs et fumerolles qui duraient encore à la fin de mai 1926, mais, au même moment, une fente horizontale s'est ouverte sur le flanc externe du grand piton, vers le S.E. (direction Tremblet), à 100 m. environ du sommet, c'est à dire à une altitude à peine inférieure à la fente située au fond du cratère. De cette fente externe, s'est échappé une coulée, large de plus de 200 m., dont la marche, d'abord rapide, s'est bientôt ralentie: elle s'est arrêtée, vers le 20 janvier, à 7 km. de la route coloniale.

Une reprise d'activité a été constatée au début de février 1926. La lave s'est épanchée par la fente dont il vient d'être question, mais la coulée, vers l'altitude de 2100 m., s'est divisée en deux branches, l'une allant dans la direction du Tremblet, vers les km. 77 et 78 de la route, l'autre, vers le milieu du Grand Brulé, dans la direction du km. 75. Ces deux coulées, ayant en moyenne 250 m. de largeur, se sont arrêtées aussi à environ 7 km. de la mer.

¹⁾ *Bull. Volcanol.* Nos 3 et 4, pp. 20-56, 1925.

D'autres fentes plus petites se sont ouvertes vers 2100 m. d'altitude. Des projections stromboliennes très lumineuses y ont construit de petits puits de scories.

Au début d'avril, s'est ouverte une grande fente radiale sur le flanc N.E. du Grand Piton, à 200 m. du sommet. La coulée, qui s'en est échappée, avait environ 100 m. de largeur; de marche très rapide au début, elle s'est bientôt ralentie et est arrivée à 6 km. de la route. L'éruption était terminée le 20 avril.

Septembre 1926. Le 19, à 7 h. 30, une coulée incandescente s'est dirigée vers le S. E., dans la direction du km. 76; sa marche a été rapide pendant 24 heures, puis elle s'est arrêtée brusquement.

Novembre 1926. Le 5, vers 20 h., a commencé une éruption. Trois heures plus tard, la coulée tombait dans le Trou Caron, se dirigeant vers le km. 73. Le 6, entre 11 et 14 h., très violentes détonations et à 21 h., on apercevait trois coulées parallèles descendant des flancs N.E. du cône pour se déverser dans le Trou Caron.

Le 8, l'activité était terminée.

Janvier et Février 1927. L'éruption a commencé le 11 janvier, à 22 h. D'une fente verticale, située à 2000 m. d'altitude, s'est échappée une forte coulée, bientôt divisée en trois branches, se dirigeant vers le km. 77 de la route, puis sa marche s'est ralentie pour s'accélérer à nouveau au début de février; le 18, elle était à 1 km. et demi de la route coloniale qu'elle n'avait pas atteinte le 20 février, date de son arrêt.

Avril-juin 1927. La dernière éruption a commencé le 28 avril par la production d'une fente sur le flanc N.E. du cône terminal. La lave s'est déversée dans le Trou Caron. La progression fut rapide jusqu'au 28 avril, puis, après un ralentissement, elle s'est accélérée à nouveau à partir du 4 mai; le 6 mai, la coulée longeant le Rempart

du Bois-Blanc, était arrivée à 2 km. de la route coloniale. Un nouvel arrêt du 9 au 17 mai a été suivi d'une nouvelle progression. La coulée s'est alors divisée en deux branches, puis en quatre, assez rapprochées les unes des autres et se dirigeant vers les km. 71 et 73. A partir du 5 juin, la progression de la lave est devenue insignifiante et elle s'est arrêtée à 300 m. de la route coloniale, le 15 juin.

Dans cette éruption, les *laves à gratons* dominaient, mais on rencontrait par places des *laves cordées*.

Ainsi qu'on le voit, ces phénomènes répétés ont présenté le caractère habituel des manifestations du volcan de la Réunion, épanchement de lave, mais sans phénomènes explosifs violents.

Il faut signaler enfin que, le 28 avril, vers 19 h. 30, après deux jours de pluie intense, et quelques secousses sismiques, fort rares au cours des éruptions, on vit tout à coup descendre dans le lit de la rivière de l'Est un torrent boueux d'une violence inusitée. La rivière de l'Est prend sa source dans l'Enclos extérieur du volcan, où se trouve la plaine des Sables, et se dirige vers le N.E.; elle se jette à la mer, au N.W. de Sainte-Rose.

On a beaucoup discuté dans l'île pour savoir s'il y avait une connexion entre la production de ce torrent boueux et l'éruption débutant au Piton de la Fournaise. Il ne paraît pas exister de bonnes raisons qui permettent de défendre une semblable hypothèse. En tous cas, les matériaux transportés ont été uniquement des produits volcaniques anciens connus en place dans le vieux volcan.

Bibliographie

1. — A. LACROIX. Succession des éruptions et bibliographie du volcan actif de la Réunion *Bull. Volcanologique*. Nos 3-4 1925 p. 20-56 + une carte.
2. — A. LACROIX Une nouvelle éruption du volcan de la Réunion. *Comptes rendus*, t. 182, 1926, p. 505 et 506 E.
3. — PAUL GAUBET. Eruption du Piton de la Fournaise (décembre 1925 à avril 1926) *Ibid.* t. 183, 1926 p. 223-224.

Les volcans basaltiques du Sud de l'Indochine.

La seule manifestation volcanique récente observée en Indochine est l'apparition d'un cône basaltique éphémère sur la côte de l'Annam qui a eu lieu en mars 1923. L'histoire de cette Ile des Cendres a été relatée par le capitaine PATTE 1).

Par contre, dans le Sud de l'Indochine se rencontrent des formations volcaniques basaltiques extrêmement importantes qui se développent dans le Sud Est de l'Annam, la Cochinchine et le Cambodge. Cette région a environ 600 kilomètres de longueur sur 300 de largeur. Près du tiers en est constitué par des basaltes recouvrant des granites et des sédiments d'âge varié.

Les régions principales sont le Kontum, où les basaltes forment une surface presque circulaire, d'environ 150 km. de diamètre. Au Sud, dans le Darlac, les basaltes ont une étendue à peu près semblable.

Dans la vallée du haut Donnai, le basalte peut être suivi sur près de cent kilomètres de longueur et il se prolonge, à gauche et à droite de la vallée, sous forme de larges indentations. Enfin, une bande énorme, qui ne s'interrompt guère qu'au passage du Donnai, va du rivage de la Cochinchine jusqu'à environ 150 km. à l'Ouest de Kômpong Cham, sur la rive occidentale du Mékong, dans le Cambodge. Le bord S. W. de cette bande, dessinant un large arc de cercle de près de 200 km. de rayon et de concavité ouverte vers le S. W., a dû probablement, à un certain moment, constituer le rivage de la mer ; la largeur de cette bande basaltique oscille entre 30 et 50 km.

1) E. PATTE Description de l'île des Cendres, volcan apparu en mer au large de la côte d'Annam (1923). *Bull. volcan.* 1924, No 2, 162-172. — Etude de l'île des Cendres *Bull. Serv. géol. de l'Indochine*, t. 13, fasc 2, p. 1-19 + 6 pl. (Hanoi, 1925).

Telles sont les masses principales basaltiques, observées mais il en existe beaucoup d'autres, moins importantes: dont les dimensions atteignent souvent plusieurs dizaines de kilomètres.

En l'absence de sédiments, il n'est pas possible de dater ces éruptions basaltiques. Leurs produits constituent le plus souvent des plateaux, plus ou moins entamés par l'érosion, leur surface est généralement transformée en terre rouge; il est vraisemblable cependant qu'elles sont variées d'âge et qu'elles ne sont pas très anciennes; elles doivent dater tout au plus de la fin du Tertiaire. Dans une excursion faite avec M. A. LACROIX, nous avons trouvé, près de Dong Gia, en allant de Darlat à Phanthiet, dans le Sud de l'Annam, des intrusions de ce basalte dans un ancien fond de lac occupé par de la *randannite* ou terre à Diatomées, qui est peut-être fort récente ¹⁾.

Enfin au Kontum et au Darlac, se rencontrent quelques appareils conservés des cônes à scories. Le plus remarquable d'entre eux est le Cheu Dron ou Chi Hodrong, près de Pleiku, dans la province de Kontum et dont la fraîcheur de conservation est remarquable.

Cette région est actuellement à l'étude ²⁾ et je pense pouvoir, dans un avenir proche, en donner une description plus complète, mais dès à présent, on peut affirmer que le Sud Est et le Sud de l'Indochine sont remarquables par l'ampleur des manifestations volcaniques ayant fourni des matériaux basiques.

1) A. LACROIX et F. BLONDEL. Sur l'existence dans le Sud de l'Annam d'une Pépérite résultant de l'intrusion d'un basalte dans un sédiment à Diatomées. *Comptes rendus*, t. 184, 1927, 1045-1048.

2) F. BLONDEL. Sur le volcanisme récent dans le Sud-Est de l'Indochine. *Ibid.* 1569-1571.

PROF. ALFRED LACROIX

SECRÉTAIRE PERPÉT. DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'INSTITUT DE FRANCE

Le Volcanisme au troisième Congrès Pan - Pacifique tenu à Tokyo (1926).

Au cours du 3me Congrès Pan-pacifique qui s'est tenu à Tokyo en novembre 1926 et qui a été fort brillant par le nombre des délégués, l'importance des questions qui ont été traitées et la magnificence de la réception du Gouvernement et des savants japonais, le volcanisme a tenu une place notable.

Le 5 novembre, une séance spéciale lui a été réservée qui a été présidée alternativement par le Dr. A. L. DAY et par moi-même. Les principales communications ont été les suivantes :

A. L. DAY, *Etudes sur les gaz volcaniques* ;

T. A. JAGGAR, *Mouvements et changements de niveau dans les volcans du Pacifique: Effondrement au cours d'éruptions volcaniques dans le Pacifique* ;

JAGGAR et R. H. FINCH, *Températures relevées dans les sondages effectués dans un volcan* ;

W. H. HOBBS et W. F. HUNT, *Pétrographie d'une région du Pacifique occidental* ;

MARSHALL, *Etude des volcans de la région du Pacifique* ;

A. D. ALVIR, *Epanchements et matériaux de projection de quelques volcans des Philippines* ;

M. S. MASO, *Causes immédiates des dernières éruptions des volcans Taal et Bulusan* ;

C. F. STEHN, *Travaux volcanologiques effectués dans les Indes orientales néerlandaises en 1923-1926* ;

S. KOZU et M. WATANABE, *Distribution des roches volcaniques au Japon et note sur des roches de la Corée* ;

- F. KOZU et K. SETO. *Sur quelques roches alcalines de Corée* ;
- M. MATSUYAMA. *Probabilité d'intrusion magmatique au Nord du volcan Sakurajima* ;
- S. TSUBOI, *Relations génétiques de quelques roches volcaniques du Japon* ;
- H. TANAKADATE, *L'éruption explosive du Tokatidake, Hokkaido, en 1926* ;
- A. LACROIX. *Sur les roches volcaniques et intrusives de Tahiti et des îles voisines.*
Les enseignements fournis par les éruptions des Antilles sur la genèse des montagnes andésitiques.

Sur les quatre conférences générales faites pendant le Congrès deux ont été consacrées aux volcans ; l'une a été faite par M. JAGGAR sur *les éruptions du Kilauea* et l'autre, par moi-même, sur *l'éruption de la Montagne Pelée et la genèse des dômes volcaniques.*

En outre, sur la proposition de la section de volcanologie, le Congrès a adopté, en assemblée générale, les deux résolutions suivantes.

Résolution N.º 10.

Le présent Congrès exprime le vœu :

a) qu'un échange plus régulier de notes publiées à de courts intervalles sur les mesures de volcanologie et de sismologie locales soit institué entre les stations volcanologiques actuellement organisées ;

b) que les compagnies de T. S. F. soient invitées à coopérer avec les stations volcanologiques et sismologiques, en vue d'une communication rapide des nouvelles les intéressant ;

c) que les dites stations soient invitées à faire des échanges de travailleurs ;

d) que grâce à un tel échange soient assurées la traduction et la publication en anglais, en français ou en

allemand des mémoires scientifiques concernant la volcanologie et la sismologie du Pacifique.

J'ai fait remarquer, lors de la discussion dans la section de ce voeu, présenté par M. JAGGAR, que ce programme était précisément celui que s'était imposé la Section de volcanologie de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Résolution N.º 11.

Le Congrès recommande qu'un comité soit nommé pour organiser une étude systématique des roches volcaniques des îles du Pacifique central et qu'il soit invité à présenter le résultat de ses recherches au prochain Congrès qui aura lieu à Java, en 1929. Les propositions pour cette coopération sont les suivantes :

Il est recommandé :

a) que des collections de roches volcaniques soient faites systématiquement dans toutes les îles du Pacifique central austral, en vue d'obtenir une idée exacte de leur composition lithologique. ;

b) que les échantillons recueillis soient aussi frais que possible et que leur gisement soit exactement repéré;

c) que la description de ces roches soit confiée à des pétrographes compétents qui devront les étudier au point de vue chimique et minéralogique ;

d) que ces recherches systématiques soient effectuées dans les possessions françaises, mais aussi plus particulièrement dans les îles de Cook, l'île Pitcairn, l'île de Pâques et l'île Sala y Gomez et qu'elles soient étendues aux îles du Pacifique oriental : Galapagos, San Felix et San Ambrosio, Juan Fernandez.

J'ai accepté la présidence de ce comité, qui est en voie de formation : je fais appel à tous les membres de l'Union que cette question intéresse, en leur demandant de me prêter leur concours, soit direct, soit indirect en

cherchant, dans les collections de leurs pays respectifs tous les documents qui peuvent se rapporter à cette question, en les étudiant eux-mêmes ou en les communiquant.

En même temps que cette note, j'ai l'honneur de présenter à notre section les conclusions d'un travail étendu dont l'impression s'achève dans les *Mémoires de l'Académie des sciences de l'Institut de France*, et dans lequel tout ce qui est connu sur la pétrographie des îles du Pacifique central austral est exposé, avec le secours de nombreuses analyses chimiques nouvelles.

PROF. ALFRED LACROIX

SECRÉTAIRE PERPÉT. DE L'ACAD. DES SCIENCES DE L'INSTITUT DE FRANCE

Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord.

Les formations tertiaires de la Méditerranée depuis la Tunisie jusqu'à la pointe de Melilla dans le Maroc espagnol, renferment des massifs de roches intrusives ou sont recouvertes par des épanchements de laves dont la mise en place s'étend depuis l'Eocène jusqu'au Quaternaire.

Leur distribution géographique et leur âge ont fait jadis, à un point de vue général, l'objet d'un exposé de CURIE et FLAMAND, alors que les roches de régions particulières ont été étudiées par divers géologues, et, notamment, par MM. TERMIER et LOUIS GENTIL, par MM. RITTER, GLANGEAUD, et, pour le Maroc espagnol, par M. MARIN. Quelques travaux de lithologie chimique ont été publiés sur les roches de certains centres, notamment par MM. DUPARC et PEARCE, TERMIER et J. DE LAPPARENT, SOLIGNAC et par moi-même, mais jusqu'ici aucune étude d'ensemble n'avait été entreprise pour fixer les caractéristiques générales de la province lithologique.

J'ai réuni sur cette région une importante documentation, fournie en partie par MM. CURIE et FLAMAND, GENTIL, SOLIGNAC, GLANGEAUD; M. CHARCOT, a bien voulu, au cours d'une croisière récente du *Pourquoi pas ?*, me faire recueillir une collection de roches par M. DANGEARD, le géologue de son expédition, enfin le Service géologique espagnol a eu la courtoisie de m'envoyer des laves des îles Chaffarines et de la région de Melilla.

Après avoir étudié toutes ces roches, et éliminé celles, très nombreuses, qui présentent des altérations variées, j'ai choisi une centaine d'échantillons représentatifs de

chacun des types et M. RAOULT les a analysés. Je me propose de résumer, dans la présente note, quelques unes des conclusions auxquelles conduit la discussion de la composition minéralogique et de la composition chimique de cet ensemble. Je n'ai pas pour but des descriptions de détails ; je veux seulement apporter une base lithologique aussi précise que possible à ceux qui travaillent à l'étude de cette intéressante région.

Le tableau ci-contre permet de voir d'un seul coup d'oeil la complexité des types rencontrés ; les paramètres magmatiques déduits, par le calcul, des analyses ont été écrits sous une forme simplifiée, en ne tenant compte que du type central et en négligeant les variations que présentent ces paramètres par suite du passage de certaines roches à d'autres. On trouve en regard de chaque composition l'indication des formes intrusives et de la forme volcanique observées. Les termes qui n'ont été rencontrés que dans un seul gisement et qui, par conséquent, sont exceptionnels, sont marqués d'un *.

A). ROCHES RICHES EN SILICE LIBRE.

Intrusives		Volcaniques
	1. 3. 1. 2.	<i>Rhyolites</i>
<i>Granites et microgranites.</i>	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} \cdot 3. 1-2. 3$	<i>Rhyolites</i>
<i>Microgranites monzonitiques</i>	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} \begin{array}{l} 3 \\ 4 \end{array} \cdot 2. 3$	$\left. \begin{array}{l} \\ \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Rhyolites monzonitiques} \\ \text{et dellénites} \end{array}$
	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} \cdot 4. 3. 3$	
	1. 4. 2. 3 (4)	<i>Dacitoïdes oligoclasiques</i>
<i>Grano diorites et micro-grandiorites</i>	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} 4. 2. 3 (4)$	
<i>Microgranite akéritique .</i>	1. 4. 2. 4	
<i>Diorite micacée quartzique</i>	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} 4. 3. 4$	<i>Dacitoïdes andésiniques</i>
	$\left. \begin{array}{l} \text{I} \\ \text{II} \end{array} \right\} 4. 4. 4$	<i>Dacitoïdes labradoriques</i>

B). ROCHES PAUVRES EN SILICE LIBRE OU SATURÉES.

* <i>Monzonites</i>	II . 5. 2. 3	
	I } . 5. 3. 3	
	II }	
* <i>Kentallénites</i>	III . 5. 2-3. 2-3.	
* <i>Akérites</i>	II . 5. 2. 4	
	II . 5. 3. 4	<i>Andésites andésiniques</i>
	II : 5. 4. 4	<i>Andésites labradoriques</i>
	III . 5. 3. 4	<i>Basaltes andésiniques</i>
	II . 5. 2. 4	<i>Téphrites analcimiques</i>
	II-III . 5. 2-3. 4	<i>Basanites analcimiques</i>

A. ROCHES RICHES EN SILICE LIBRE.

Une première remarque doit être faite ; elle concerne l'énorme prédominance des roches à silice libre exprimée ou virtuelle. Même dans la série B, presque toutes les roches, à l'exception des deux derniers termes, renferment à l'état virtuel une petite quantité de silice libre ; la plupart des basaltes appartiennent à des types α . Je ne veux pas insister cependant sur cette question, les basaltes algériens étant si souvent décomposés, que je n'ai que peu d'observations à leur égard.

La remarque générale qui vient d'être faite n'est pas seulement qualitative ; les roches de la série A dominent de beaucoup au point de vue du nombre et de la puissance des gisements.

La plus grande partie des laves que les auteurs antérieurs ont appelées andésites sont, en réalité, des *dacitoïdes*, c'est à dire des dacites dont la silice libre n'est pas exprimée minéralogiquement. Ce sont les roches qui prédominent parmi les laves, alors que les granites, granodiorites, et leurs formes microgranitiques, constituent la presque totalité des intrusions. Nombreuses aussi sont les *dellénites*, forme, à facies andésitique, des rhyolites monzonitiques où l'orthose n'est pas exprimée minéralogiquement.

On notera l'absence absolue de toute roche hyperalcaline, il n'existe même pas de véritables granites alcalins, les plus pauvres en chaux (Filfila) contiennent toujours une proportion notable d'anorthite entrant dans la constitution d'oligoclase. La seule roche dont le troisième paramètre soit nettement 1, est la rhyolite des îles Habibas (1. 3'. 1. 2.), mais elle est tellement imprégnée de quartz secondaire qu'il faut peut-être faire quelques réserves à son égard.

L'ensemble de la série, jusqu'aux basaltes exclus, est remarquable par l'intensité du zonage des plagioclases qui rappelle celui des feldspaths des Antilles et des Andes; on l'observe aussi bien dans les roches épanchées que dans les intrusives, mais il est particulièrement compliqué dans ces dernières (îles de la Galite).

Les microgranites, les rhyolites, les dellénites, et plus rarement les dacites renferment souvent de l'alumine non feldspathisée; ces roches contenant une proportion notable de fer et de magnésie, il en résulte la production de *cordiérite* et de *grenat almandin*, et comme, pour la même cause, il n'existe pas de chaux non feldspathisable, le pyroxène qui les accompagne est l'hypersthène. Ce dernier caractère est d'ailleurs encore plus généralisé; on rencontre en effet un pyroxène rhombique jusque dans les andésites labradoriques du tableau donné plus haut.

La biotite est fréquente, et parfois accompagnée de hornblende, dans toutes les roches, jusqu'aux dacitoïdes labradoriques exclus.

L'inspection du tableau fait voir aussi que presque toute la série, intrusive ou épanchée, est leucocrate, les termes extrêmes, à facies basaltique, eux mêmes, ne sont que par exception franchement mésocrates.

En résumé, la série lithologique de l'Afrique du Nord est nettement calco-alcaline. Les types où la potasse et la soude existent presque en égale proportion, ou avec un petit excès de l'un ou l'autre de ces alcalis, prédominant, et moins nombreux sont ceux dans quoi la potasse, et,

plus souvent, la soude, prennent une importance prédominante. Cette particularité rappelle l'une des caractéristiques des roches du massif volcanique du Mont-Dore, à beaucoup d'égards d'ailleurs différentes de celles qui nous occupent ici.

Il faut noter aussi que, dans l'Afrique du Nord, les termes extrêmes du côté de la basicité ne sont pas de véritables basaltes, mais des *basanites*, plus souvent analcimiques que néphéliniques, et que, par suite, ces roches sont plus riches en alcalis que beaucoup d'autres, plus siliceuses, de la série. Cette terminaison d'une série calco-alcaline par des types assez riches en soude et à silice déficitaire est comparable à celle que j'ai rencontrée sur la côte orientale de Madagascar, où des ankaratrites sont associées à des dacites.

Je n'insisterai pas sur le caractère analcimique de ces basanites que j'ai étudié antérieurement ; je rappellerai seulement que les roches qui nous occupent ont été prises jadis pour des laves à leucite.

Sans vouloir traiter de la distribution géographique de ces divers types, je ferai remarquer seulement que les roches les plus potassiques paraissent être abondantes surtout à l'Est (Tunisie, Constantine et une partie d'Alger) et à l'Ouest (îles Chaffarines et Melilla), tandis que les types les plus sodiques se rencontrent principalement dans les départements d'Alger et d'Oran, c'est-à-dire dans une situation intermédiaire : les roches basanitiques sont même localisées dans les vallées de la Tafna et de la Moulaya, des deux côtés de la frontière franco-marocaine, et par suite, justement là où jadis on avait cru voir des roches potassiques.

La province pétrographique de l'Afrique du Nord se prolonge, par les îles Alboran, sur la côte orientale de l'Espagne. Les Alboran renferment des dacitoïdes labradoriques rappelant celles d'Algérie et des types plus basiques (alboranites de M. F. BECKE), qui établissent le passage des sakalavites, formes mésocrates des dacites, aux basaltes

labradoriques; ce sont les roches les plus calciques de toute la série, et qui n'ont pas d'équivalent sur le continent africain. Quant aux laves du Cap de Gates et de la région de Carthagène, ce sont des dellénites et des dacitoïdes comparables à celles de Tunisie et d'Algérie; comme elles, elles renferment un excès d'alumine se traduisant par l'existence de cordiérite et de grenat, mais il est nécessaire de faire à cet égard une distinction. La présence de ces minéraux dans un magma fondu est, comme je l'ai rappelé plus haut, la conséquence d'une propriété chimique, la présence d'un excès d'alumine, mais cet excès peut être d'origine diverse, primaire ou acquis. On sait que ce dernier cas est réalisé dans des roches du cap de Gates, où la cordiérite résulte de la dissolution et de la recristallisation de cordiérite contenue dans des enclaves de schistes cristallins renfermant aussi du grenat et de la sillimanite, enclaves en partie dissoutes par le magma. J'ai rencontré des enclaves du même genre à Mazarron, près Carthagène, mais dans l'Afrique du Nord, l'on ne pourrait guère faire intervenir que la digestion de sédiments argileux, or je n'ai vu aucune enclave de ce genre dans les laves à cordiérite; le phénomène paraît, d'ailleurs, trop généralisé pour pouvoir être mis sur le compte d'une particularité accidentelle.

PROF. ALFRED LACROIX

SECRÉTAIRE PERPÉTUEL DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES

Premières observations sur la composition minéralogique et chimique des laves mésozoïques et tertiaires de la Chine orientale.

M. W. H. Wong, directeur du Service géologique chinois, vient de faire un exposé ¹⁾ de tout ce qui est connu sur les relations existant entre les mouvements orogéniques et la mise en place des magmas éruptifs dans la Chine orientale.

Le grand mouvement orogénique datant du Jurassique supérieur (*Yen-Shan movement*) a été précédé par la mise en place de nombreuses intrusions granito-dioritiques (notamment celles des montagnes situées à l'Ouest de Péking); il a été accompagné et suivi par la production d'énormes épanchements de rhyolites, de dacites et d'andésites.

La seconde période de dislocation date du milieu du Tertiaire; elle aussi a été accompagnée, et suivie, par une très grande activité volcanique, mais celle-ci a été de caractère basaltique. Une formidable quantité de laves a entièrement couvert la Mongolie centrale et la Mandchourie, entre le 111°30' et le 121°30' de Long. E., entre le 40° et le 41° de Lat. N. Cette énorme masse basaltique, l'une des plus grandes, sinon la plus grande, qui existe au monde, a été ensuite morcelée par l'érosion.

Une autre région qui a été aussi couverte de laves basaltiques est la partie de la Mandchourie comprise entre la ligne de chemin de fer Mukden-Harbin et la vallée du Sungari, entre les latitudes 40° et 48° N. Je ne

1) W. H. WONG, Crustal Movements and Igneous Activities in Eastern China since Mesozoic Time. *Bull. Geol. Soc. of China*, t. 6, n° 1, 1927, p. 9.

m'occuperai pas ici des nombreux épanchements de la Chine centrale qu'il faut cependant citer.

Ces basaltes sont certainement d'âges variés; c'est ainsi par exemple qu'il en est de nettement oligocènes, comme ceux de la bordure sud orientale du plateau de Gobi, au N. de Kalgan, d'autres, comme ceux situés au N. W. du Dalai noor, sont post-pliocènes.

Enfin, dans cette dernière région, mais à l'Ouest du noor, le P. TEILHARD DE CHARDIN a signalé ¹⁾, sur 60 km × 25 km de nombreux puys basaltiques, ressemblant à ceux de la Chaîne des Puys, en Auvergne, avec des cheires d'une fraîcheur parfaite, et qui sont certainement quaternaires.

Si les grands traits de l'histoire géologique de ces éruptions sont maintenant esquissés, il n'en est pas de même de l'étude minéralogique et surtout chimique de leurs produits qui a été à peine effleurée.

C'est cette question que je me propose d'aborder dans cette note préliminaire. Au cours d'un récent voyage en Chine accompagné par MM. WONG, TEILHARD et BARBOUR, je suis allé de Péking, par Kalgan, au bord du désert de Gobi, traversant, en particulier, la formation volcanique mésozoïque intercalée dans un puissant complexe de grès et de conglomérats d'un gris rougeâtre ou d'un rouge vif ²⁾, recouvert localement, au N. W. de Kalgan, par le loess, puis j'ai gravi les pentes du plateau basaltique de Mongolie jusqu'à la porte de Shen-wei-t'ai, ouverte dans la muraille extérieure sur le désert. Aux roches recueillies sur ce trajet, se sont jointes celles que le P. TEILHARD DE CHARDIN a collectionnées sur la route de Kalgan au Dalai noor, par la passe de Hanno-pa, puis dans la région du Dalai noor et enfin le long d'un itinéraire vers l'Est passant par Linn-si, le N. de Hata et aboutissant au golfe de

1) P. TEILHARD DE CHARDIN, Etudes géologiques sur la région du Dalainoor *Mém. Soc. géol. France*, t. 3, fasc. 3, Mém. n° 7, pp. 1-55, 1906. Cf. aussi *Bull. volcanologique*, n° 3-4, 1925, pp. 153-168.

2) George B. BARBOUR. Preliminary Observations in the Kalgan Area. *Bull. Geol. Soc. China*, t. 3, n° 2, 1924, pp. 153-156.

Petchili, à quelque quatre cents kilomètres au N. E. de Péking. Enfin, M. BARBOUR a bien voulu me remettre plusieurs échantillons provenant du S. et de l'E. de Kalgan, de régions que je n'ai pu visiter et dont il a fait une étude détaillée.

La région de Kalgan est favorable aux observations lithologiques ; les roches y sont, en effet, parfois particulièrement fraîches. Ce sont des roches suffisamment intactes seulement dont je vais m'occuper, en ne citant, pour chacune d'entre elles, que quelques exemples caractéristiques.

Rhyolithes.— Les rhyolithes se présentent avec des aspects variés, quant à la texture, mais leur composition minéralogique est assez monotone. Elles renferment souvent des phénocristaux de quartz, d'orthose, quelquefois un peu de plagioclase acide, enfin du verre, avec fréquemment des sphérolites feldspathiques à croix noire et à allongement négatif. La pâte est souvent plus ou moins transformée en quartz poecilitique. Enfin, il existe, çà et là, des phénocristaux d'un minéral toujours altéré qui était peut-être de la fayalite.

Un type assez fréquent est lithoïde, rubané, blanc ou rosé (région de Kalgan : Shui Kuan, au N. de Wanchuan; Nantien-men).

Les variétés riches en lithophyses globuleuses, rappelant celles d'Obsidian Cliff, sont fréquentes dans la même région et aussi près de Linn-si ; elles renferment des lentilles de haute cristallinité, où des cristaux nets d'orthose sont moulés par du quartz.

Des *pyromérides*, à sphérolites pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre. blancs ou violacés, noyés dans une obsidienne noirâtre ou constituant, à eux seuls, presque toute la roche, ne sont pas rares. Leurs sphérolites sont fibreux, avec une tendance à prendre une texture en forme de palmes : l'allongement de leurs fibres est positif. A leur extrémité, ces fibres sont nettement individualisées et généralement englobées dans de gros grains de quartz. L'échantillon de l'analyse 1, qui est le plus frais que j'ai

observé, a été recueilli à Tchi Fang, au N. N. E. de Linn-si; il en existe aussi entre Linn-si et Liou Ho Tchang dont la structure palmée est accusée, grâce à des inclusions ferrugineuses; le verre est transformé en quartz grenu à travers quoi l'on distingue encore les anciennes cassures perlitiques. Cette roche est riche en phénocristaux de quartz bipyramidé.

Les formes essentiellement vitreuses (*perlites*, *pechsteins*) sont fréquentes, notamment au Nord de Kalgan (Nantien-men, Yung Fung pu). Elles sont noires, ou d'un gris de fumée, parfois veinées ou tachetées de rouge. Les phénocristaux de quartz, et accessoirement d'orthose, sont souvent abondants. Le verre, incolore en lames minces, traversé par des cassures perlitiques, est riche en trichites et longulites; quand il est brunâtre en lames minces, il présente souvent des halos incolores autour des cristallites. Parfois les perlites ou pechsteins renferment des lits ou des amas de gros sphérolites feldspathiques et la roche passe alors à la pyroméride.

Dans la vallée du Sjiling gol (N. W. du Dalai noor), le P. TEILHARD a trouvé un lit de 2 m. d'épaisseur de pechstein alternant avec des rhyolites lithoïdes à lithophyses; cette roche se divise en beaux prismes; elle est entièrement constituée par de petits fragments anguleux de verre noir, réunis par un ciment également vitreux, mais gris brunâtre et très fluidal.

Ces rhyolites sont accompagnées de matériaux de projection de texture variée. Je citerai, en particulier, une brèche formée de fragments d'obsidienne noire et de ponce que j'ai recueillie à Tsin-ping-an, près Kalgan, et un tuf, purement ponceux, de Song-chou-tchoeize.

Il faut noter enfin dans les rhyolites du N. de Tchi-fang, (région de Linn-si), et aussi dans celles de Langchan, au N. de l'Ordos, des boules à surfaces botryoïdes, recueillies par le P. TEILHARD, qui ne sont que des pseudo-pyromérides, et ont la même origine que celles décrites plus loin dans les dacitoïdes.

Microgranites. — En outre de ces laves épanchées, il existe des intrusions de même composition chimique, tel est le cas d'un microgranite à phénocristaux de quartz auréolé, d'orthose, d'oligoclase et de biotite, recueilli par M. BARBOUR à P'o-t'-u, à 15 km. au Sud de Hsuan Lua-fu, au S. E. de Kalgan, et d'autres provenant du nord de Liou - Ho Tchang, (Sud du Sira Mouren), du N. W. de Linn-si : ce dernier est assez riche en phénocristaux de plagioclase et offre un caractère monzonitique. Le P. TEILHARD a recueilli, au N. de Tchifang, un microgranite riche en cavités globuleuses, sortes de lithophyses, tapissées de cristaux de quartz, allongés suivant *c*, et accompagnés de fluorine violette.

Toutes ces roches rhyolitiques sont très sensibles à l'altération par silicification ou par élimination des alcalis ; elles se transforment en un silicate alumineux, la pagodite, exploitée dans la région de Linn-si pour la fabrication des petits objets sculptés, bien connus de tous les visiteurs de l'Extrême-Orient. Les gisements de pagodite de même origine sont fréquents aussi dans le Sud de la Chine, il s'en trouve même en Indo-Chine, au Cambodge, au Sud de Pursat.

Les analyses 1 à 6 mettent en évidence deux variétés chimiques. Dans l'une (analyses 1 à 5) prédomine la potasse, et dans l'autre (analyse 6) la soude; la teneur en chaux n'y est pas élevée, mais dans aucune d'entre elles on ne rencontre de type *hyperalcalin* caractérisé par des méta-silicates sodiques.

Analyses des rhyolites potassiques par M. RAOULT.

1. *Pyroméride*. N. Tchi fang I. (3) 4. 1. 3.
2. *Rhyolite lithoïde*. N. Wanchuan I. (3) 4. 1(2). 3.
3. *Microgranite*. P' o - t' u. I. '4. 1 (2). 3.
4. *Rhyolite*. Sjliling gol. I.' (3) 4. '2. 3
5. *Pechstein bréchiforme* I. 4. '2. 3.

	1	2	3	4	5
Si O ²	75.46	74.58	73.68	73.14	71.46
Al ² O ³	11.99	12.16	13.08	12.91	12.91
Fe ² O ³	1.07	2.59	1.35	0.95	0.79
Fe O	0.50	0.21	0.60	2.27	1.04
Mg O	0.18	0.07	»	0.37	tr.
Ca O	0.90	0.78	1.18	1.12	1.28
Na ² O.	3.43	3.62	3.30	3.14	3.08
K ² O	5.29	4.68	5.58	4.34	5.29
Ti O ²	0.19	0.11	0.09	0.24	0.18
P ² O ⁵	0.09	tr.	0.06	0.07	0.08
H ² O +	0.69	0.85	0.95	1.20	3.75
—	0.34	0.51	0.31	0.29	0.14
Mn O	0.05	0.07	0.15	0.13	0.16
	100.18	100.23	100.33	100.33 (1)	100.16
Si O ² libre . . .	34.1	34.0	31.0	34.1	30.4
Or	31.1	27.8	33.4	25.6	31.1

(1) Fe 0.07; S. 0.09.

Dacitoïdes. — Je n'ai vu ces roches que parmi celles provenant de la région de Kalgan, elles y forment une haute falaise, dominant la rive droite du Ching Shui ho, affluent du Yang ho, près de la porte de Kalgan conduisant à la passe de Hano-pa et à Tu-la-miao, dans la même vallée, à 8 km en amont de Kalgan. Il s'agit d'une roche gris

verdâtre ou jaunâtre, à éclat un peu vitreux, compacte, ou bien vacuolaire, avec bulles allongées dans le sens de la fluidalité, et dont les parois sont recouvertes d'opale et de carbonates. De petits phénocristaux d'andésine, d'augite (souvent détruite), de magnétite, sont distribués dans un verre brunâtre, ou incolore, riche en cristallites ou en très petits microlites d'augite; ce verre renferme d'abondants microlites rectangulaires d'un plagioclase acide, à très fines macles d'albite. Le plagioclase moyen de cette roche, déduit de l'analyse, renferme de 12 à 20 % d'anorthite, suivant les échantillons; le quartz virtuel, jamais exprimé, atteint 22 %; à cause de la richesse en potasse il s'agit d'une *dacitoïde doréitique*.

A moins d'un km. de la porte de Kalgan, la grande faille à parois verticales dacitique, est entamée par une sorte d'encoche d'où descend un talus d'éboulis permettant de monter à une soixantaine de mètres au-dessus du niveau de la vallée. La roche (brèche de friction ?) y est très altérée; elle est limitée d'un côté par une paroi rocheuse à la surface de laquelle se voient de nombreux nodules, à surface botroïdale, atteignant quelques centimètres de diamètre, de couleur brunâtre, et qu'il est facile d'extraire de leur gangue, assez fragile. Ces nodules font penser à une pyroméride, mais l'examen microscopique n'y montre pas trace de sphérolites, ni de différence structurale avec le reste de la roche. Des plaques coupant à la fois ces nodules et leur gangue montrent seulement une zone de contact de quelques dixièmes de millimètre de largeur, constituée par un ruban d'une matière verdâtre, localement colloïde et ailleurs cryptocristalline. Son origine a été décelée par une préparation dans laquelle ce ruban passe à travers d'un groupe de cristaux de plagioclase et d'augite dont la moitié se trouve dans le nodule et le reste dans la roche massive. Il s'agit donc là d'une production secondaire correspondant, peut-être, à d'anciennes cassures perlitiques, produites dans la lave, alors qu'elle était entièrement vitreuse, et qui ont servi ensuite de chemin à la circulation d'eau, cause efficiente d'un commencement d'altération.

Je n'ai pas vu moi-même le contact de ces dacitoïdes avec les rhyolites, mais M. BARBOUR m'a donné l'échantillon de Tu-la-miao comme provenant d'un filon coupant les rhyolites.

Andésites. — Je n'ai étudié, en fait d'andésites, que celles des environs de Tch'ao-yang, qui, d'après le P. TEILHARD, sont traversées par des filons des rhyolites dont il a été question plus haut.

Ces andésites proviennent de deux régions, l'une, au Sud, l'autre au N. de Tch'ao-yang. La première, Son-chan-tchoeize, renferme deux types lithologiques ; l'un, gris, poreux, aphyrique, est formé de grands microlites d'andésine, de grains d'augite et de magnétite ; c'est une *andésite augitique*. L'autre est très porphyrique ; de nombreux phénocristaux d'andésine zonés (28 à 25 % d'anorthite) et accessoirement de biotite et de hornblende sont englobés dans une pâte formée de microlites rectangulaires d'oligoclase, semblables à ceux de la dacitoïde, mais ils sont moulés par du quartz. La roche a donc un aspect microgrenu, de telle sorte qu'elle passe à une *microdiorite quartzifère*, à grain fin ; elle est certainement intrusive.

Le second gisement est Ma-mai-choei. Il a fourni une roche noire, compacte, aphyrique, montrant au microscope quelques très petits phénocristaux zonés d'andésine, distribués dans une pâte peu cristalline, renfermant de petits grains d'augite, de magnétite et des microlites filiformes de plagioclase. L'analyse donne comme composition du plagioclase moyen, 31 % d'anorthite.

Enfin, j'ai examiné un dernier échantillon provenant du N. N. E. de Linn-si qui doit certainement provenir d'un filon. C'est une roche noire, compacte, une *doréite micacée*, montrant au microscope de petits phénocristaux d'andésine, de hornblende vert-foncé, pocilitique sur ses bords, de magnétite, en voie de transformation en sphène ; ces minéraux sont distribués dans une pâte essentiellement constituée par des ponctuations de biotite verdâtre et d'un feldspath indéterminable.

Les analyses 7 à 12 font voir que dacitoïdes et andésites forment une série continue, renfermant de 22 à 0,7 % envi-

ron de silice libre; les andésites sont donc du type α ; les feldspaths tricliniques oscillent entre des plagioclases de 12 à 31 % d'anorthite; la teneur en orthose virtuelle est toujours élevée, mais elle ne se traduit pas minéralogiquement.

6. *Pechstein rhyolitique*. Nantien-men . . I. (3) 4. (1) 2. 4.
7. *Dacitoïde doréitique*. Porte N. de Kal-
gan . . I. 4. 2. '4.
8. — — — — — Tu-la-miao . . I. 4. 2. (3) 4.
9. *Andésite α oligoclasique*. Song-chou-
tchoeize. I. (4) 5. '2. 4.
10. — — — — — *andésinique*. Ma-Mai-choei . 'II. 5. 2 (3). '4.
11. — — — — — Song-chou-tchoeize. 'II. 5. 2'. 4.
12. *Doréite micacée*. N. N. E. Linn si . . . I (II). 5. 2. (3) 4.

	6	7	8	9	10	11	12
Si 02 . .	69.92	67.04	66.84	65.00	57.32	55.20	59.54
Al2 03 . .	12.60	14.97	13.88	18.05	17.72	18.95	18.44
Fe2 03 . .	2.14	0.78	1.29	1.91	3.37	6.35	2.01
Fe 0 . .	0.81	1.62	3.19	1.21	2.85	1.23	3.63
Mg 0 . .	"	0.32	0.23	0.87	1.66	1.44	1.08
Ca 0 . .	1.04	2.26	2.18	1.86	5.72	5.58	3.52
Na2 0 . .	4.72	4.52	4.35	6.39	4.55	5.94	4.95
K2 0 . .	2.49	3.64	3.64	3.09	3.39	2.34	4.52
Ti 02 . .	0.20	0.56	0.52	0.32	0.96	0.82	1.16
P2 05 . .	0.08	0.14	0.14	0.07	0.45	0.49	0.36
H2 0 + .	4.37	3.59	3.27	0.92	0.85	1.01	0.54
— —	1.72	0.58	0.30	0.48	1.18	0.66	0.20
Mn 0 . .	0.08	0.13	0.12	0.08	0.13	0.15	0.21
	100.17	100.15	100.17 (1)	100.25	100.15	100.21	100.38 (2)
SiO2 libre	31.0	21.	22.2	11	5	0.7	4.0
An % . .		20.	17	13	31	26	25

(1) CO2 0.22.

(2) CO2 0.22.

Basaltes. — Les basaltes sont plus variés comme structure que comme composition.

Au voisinage de la passe d'Hano-pa, se trouvent des basaltes doléritiques à grands éléments, riches en olivine; les plagioclases (en moyenne 51 % d'anorthite) sont zonés. Cette roche forme un sill dans les basaltes porphyriques.

Un type analogue, mais à grain plus gros, dont le plagioclase est aussi un labrador et le minéral, l'ilménite lamellaire, a été recueilli sur la rive gauche du Sjiling gol et aux environs de Hata.

Du voisinage (N. W.) du Dalai noor, provient un basalte compact, bulleux, renfermant des phénocristaux d'augite et d'olivine et beaucoup de verre jaune, en lames minces, devenant brun foncé autour de grandes lames de labrador. Cette lave, dépourvue de minerais, doit provenir de la partie superficielle d'une coulée.

Dans la région de la passe d'Hanno-pa, se trouvent des basaltes porphyriques, à petits phénocristaux de labrador (45 à 57 % d'anorthite), d'augite et d'olivine; ce dernier minéral est curieusement rempli d'un réseau de fins linéaments de magnétite. La pâte est constituée par de très minces microlites de plagioclases, à faibles extinctions, mélangés à des grains fort menus de magnétite et d'augite.

A Bain-chara-oulo, au N. des dunes du Gobi, qui se développent au nord de Kalgan, un basalte porphyroïde à augite a tous ses phénocristaux d'olivine calcifiés; ceux de pyroxène sont intacts, gloméroporphyriques, avec macles suivant h^1 répétées. Les bulles de cette roche sont remplies de calcite, de zéolites, etc.

Basanitoïdes et Limburgites. — Les laves des puits du Dalai noor et celles de la coulée de Kouo-tch'en-chan, au S. W. de Linn-si, sont riches en olivine et en microlites d'augite. Elles ne renferment pas de feldspath; leur composition chimique en fait des limburgites. Dans la lave du Dalai noor, les cristaux automorphes d'olivine de petite taille sont souvent maclés suivant m (110), par accolement

ou par pénétration. Ces limburgites contiennent beaucoup de verre brunâtre, devenant incolore autour de petits grains de magnétite.

Il faut signaler encore, dans le premier de ces gisements, des enclaves de grains de quartz, cerclés de la couronne habituelle d'aiguilles d'augite et de gros cristaux d'augite, de plus de 1 cm. ayant subi, sur leurs bords et le long des fentes qui les traversent, des phénomènes de fusion et de recristallisation.

Enfin, les laves basaltiques que j'ai recueillies entre Shan fang-pu et la porte de Shen-wei-t'ai sont des basanitoïdes aphyriques, à cristaux microscopiques d'olivine, pauvres en plagioclases ; ces feldspaths constituent parfois des plages poecilites englobant des microlites d'augite. ils sont accompagnés de beaucoup de verre incolore. Un peu au nord de la première de ces localités, abondent des nodules à olivine et des enclaves homoeogènes gabbroïques en voie de digestion par le magma.

Les analyses 14 à 20 font voir que basaltes et limburgites, dont la teneur en anorthite virtuelle varie entre 45 et 60 %, sont à la limite des séries andésinique et labradorique. Tous présentent un déficit de silice, l'olivine y est normale. Si l'on excepte une légère quantité de titane et de potasse en plus, ces limburgites ne diffèrent des basaltes que par une teneur un peu moindre en silice et une teneur en alcalis un peu plus élevée. Elles constituent donc l'aboutissant très basique d'une série calco-alcaline. 1)

1) Une analyse incomplète de la limburgite du Dalai noor et d'une autre indiquée comme provenant du Kyrynoor, situé à 2° plus à l'ouest, a été donnée par P. VÉNUKOFF dans une note sommaire sur les basaltes de Mongolie. (*Bull. Soc. belge géol. paléont.* t. 1, 1888, Procès-verbaux, pp. 41-448).

14. *Basalte* β. Rive gauche du Sjiling gol. III. 5. 3. 4. [2. 3. 2. 2(3)]
 15. — près passe Hano-pa. III. 5. 3. 4 [2 (3). 2. 2. '2]
 16. — *doléritique*. id. (II) III. 5. 3. 4. [2. 3. 2. '2]
 17. *Limburgite*. W. Dalai noor III 6. 2'. 4 [2, 2 3). 2. '3]
 18. — Kouo-tch'eng-chan III 6. (2) 3.4. [2.2 (3). 2.2']
 19. *Basanitoïde*. Shan-Fang-pu, III. 6. (2) 3.4. [2 3 2. (2) 3]
 20. — Porte de Shen-wei-t'ai III. 6 (7). 2. 4 [2. 2'. 2' 3.]

	14	15	16	17	18	19	20
Si 02 . .	47.06	47.64	46.24	42.98	42.52	42.56	42.40
Al ² 03. .	13.81	15.17	16.19	13.67	12.72	14.55	14.50
Fe ² 03 .	3.27	8.57	4.46	4.13	4.06	4.70	3.58
Fe 0 . .	8.64	2.85	6.66	9.45	7.98	8.57	8.57
Mg 0 . .	9.21	7.63	7.27	7.89	9.69	7.54	6.17
Ca 0 . .	9.82	10.08	9.08	10.06	9.92	8.72	9.42
Na ² 0. .	3.27	3.28	3.36	4.27	3.37	4.31	4.90
K ² 0 . .	1.34	1.34	1.66	2.11	2.09	1.72	2.36
Ti 02 . .	2.22	2.02	2.02	3.18	3.46	2.28	2.13
P ² 05 . .	0.49	0.65	0.51	0.87	0.27	1.03	1.31
H ² 0 + .	0.45	0.38	1.37	0.52	2.58	2.97	3.70
— —	0.49	0.34	0.82	0.16	0.67	0.93	0.84
Mn 0 . .	0.17	0.18	0.12	0.21	0.52	0.25	0.24
C 02 . .	0.11	0.27	»	0.64 ¹	0.20	»	»
	100.35	100.40	99.76	100.34 (1)	100.05	100.13	100.19 (2)
An % . .	46	45	51	55	60	51	57
Ne. . . .	3	»	3	13.1	11	11.7	17.9

(1) Cl 0.20.

(2) Cl 0.07.

En résumé les laves de la Chine septentrionale et orientale qui viennent d'être passées en revue constituent une série continue de différenciation d'un magma calco-alcalin. Je donne ci-contre un tableau des paramètres magmatiques, écrits sous une forme schématique, des types lithologiques observés.

<i>Rhyolites</i>	{ I. 3-4. 1-2. 3.
	{ I. 3-4. 2. 4.
<i>Dacitoïdes</i>	I. 3. 4. 2. 3-4
<i>Andésites</i> α	I. II. 5. 2-3. 4.
<i>Basaltes</i>	III. 5. 3. 4
<i>Basanitoïdes (limburgites)</i>	III. 6. 2-3. 4.

On voit que les termes les plus acides sont plus potassiques que sodiques; tandis que l'inverse a lieu dans tous les autres types. Toutes les roches qui ne sont pas basaltiques sont très pauvres en minéraux colorés, elles renferment toutes de la silice libre virtuelle dont la teneur va en décroissant de haut en bas du tableau.

Enfin, les termes les plus basiques de la série (basanitoïdes) présentent à la fois une augmentation de la teneur en alcalis et une diminution de la teneur en silice par rapport aux basaltes. De même que dans la province lithologique de l'Afrique du Nord, étudiée plus haut, on voit ici une série incontestablement calco-alcaline aboutir à des roches basiques à néphéline et, comme en Algérie encore, ce terme ultime de la différenciation est celui par l'épanchement de quoi s'est terminée l'activité volcanique. ¹⁾

1) Ce terme néphélinique n'est cependant pas localisé dans le Quaternaire (ouest du Dalai noor), puisqu'il constitue aussi les coulées démantelées du borduplateau de Gobi, à la porte Shen-wei-t'ai.

PROF. ALFRED LACROIX
SECRÉTAIRE PERPETUEL DE L'ACAD. DES SCIENCES
DE L'INSTITUT DE FRANCE

La constitution lithologique des Volcans du Pacifique central austral.

Depuis plus de 25 ans je recueille des documents pour rechercher dans quelles limites il est légitime de généraliser la conclusion que j'ai tirée jadis de l'étude des laves de Tahiti pour la connaissance des volcans épars dans le Pacifique austral. J'ai montré, en effet, autrefois que les laves de Tahiti présentent un caractère alcalin, ou pour parler un certain langage à la mode, un caractère *atlantique* au milieu d'une vaste région à laquelle était attribué, *a priori*, il faut bien le dire, la caractère dit *pacifique*, c'est-à-dire calco-alcalin.

J'ai présenté à ce sujet au Congrès Pan-pacifique (1926) un Mémoire dont le développement est actuellement à l'impression dans les *Mémoires de l'Académie des Sciences* ¹⁾; je me propose d'en exposer ici les conclusions différant par quelques détails de ceux que j'ai donnés à Tokyo, d'une part parce que j'ai eu récemment en mains des documents nouveaux, et d'une autre parce que les travaux de MM. DALY et BARTRUM sur Samoa, de MM. CHUBB et H. CAMPBELL SMITH sur les Tubuai ont apporté quelque précision, là où il en manquait.

A l'Est d'une ligne passant par les îles de l'Amirauté, Salomon, Santa Cruz, les Nouvelles Hébrides, Fidji, Tonga, Kermadec et la Nouvelle Zélande, toutes les îles situées au Sud de l'Equateur sont exclusivement coralliennes ou volcaniques. Ce sont de ces dernières seulement dont je vais m'occuper.

1) On y trouvera une abondante Bibliographie à laquelle je renvoie.

Bien qu'il existe encore beaucoup de lacunes dans la connaissance lithologique des îles du Pacifique central austral, tel qu'il vient d'être délimité, bien que le nombre des roches recueillies dans beaucoup d'entre elles soit encore très insuffisant, il est cependant possible de tirer de cette étude quelques conclusions; l'avenir dira si elles ne sont que provisoires ou s'il faut les admettre dans toute leur généralité.

I. Il paraît bien établi que dans aucune des îles étudiées il n'existe de roches éruptives de profondeur, de sédiments anciens ou de schistes cristallins, soit en place, soit même à l'état de blocs projetés par les explosions volcaniques.

J'ai montré, en effet que le prétendu *granite*, cité par ELLIS à Bora-Bora, est une *dolérite* passant au *gabbro*, intrusive dans un basalte de même composition. Il n'est pas douteux qu'il en soit de même pour le granite signalé par le même auteur dans l'île voisine de Maupiti. J'ai décrit antérieurement, avec les plus expresses réserves, un bloc de granite, recueilli sur la côte Nord de Taïarapu; des recherches faites, depuis lors, ont montré qu'il s'agit là d'un bloc apporté par quelque bateau.

Enfin, l'examen de la collection même de JARDIN m'a permis de faire voir que les roches signalées par lui sous le nom de *péridotite* et de *leptynite* sont respectivement constituées par un *basalte porphyrique à olivine* et un *trachyte* 1).

Quoique les relations génétiques des roches grenues de Tahiti et des roches volcaniques qui les accompagnent n'aient pu être précisées directement, il est évident que, comme les roches grenues du centre du massif volcanique de la Réunion, cet ensemble ne peut être séparé généti-

1) M. CHUBB, rapporte qu'un prospecteur lui a signalé à Rurutu et à Rimatara l'existence de schistes cristallins et de serpentine altérés et pyritisés, mais il n'a pu visiter les gisements et l'observation paraît suspecte. C'est encore une question qui mériterait d'être étudiée.

quement des laves. On ne peut donc considérer ces roches grenues comme une preuve de l'existence d'un substratum ancien et elles sont certainement d'un âge différent de celui des syénites néphéliniques connues ¹⁾, avec des granites, des diorites, etc., dans la série ancienne de Viti Levu, dans l'archipel Filji, sur la frontière de la région continentale fragmentée constituant la bordure occidentale du Pacifique central et austral, tel qu'il est compris ici.

Notons d'ailleurs que des roches intrusives existent au milieu des accumulations de laves d'autres îles du Pacifique : Tutuila, Tahaa, Rapa, et on le verra plus loin, à Hawaii et Kauai.

II. Toutes les terres non coralliennes du Pacifique central austral sont donc constituées par des roches éruptives, ou bien et pour la plupart, *volcaniques*, ou bien *intrusives*; leur âge précis est indéterminé, mais il est certainement tertiaire, pléistocène ou même, dans certains cas, récent; l'activité éruptive est aujourd'hui localisée à Savai, dans les îles Samoa, c'est-à-dire sur l'extrême bordure occidentale de la région considérée.

Au point de vue chimique, toutes les roches étudiées présentent la commune caractéristique d'être plus riches en soude qu'en potasse; dans deux ou trois cas seulement, la teneur en soude est un peu inférieure à celle en potasse, mais la discussion de la composition de ces roches fait voir que dans presque toutes, cette infériorité de la teneur en soude est d'origine secondaire.

Il n'a été observé que deux roches renfermant un peu de quartz (Tutuila); dans les analyses effectuées et dont le nombre atteint cent-vingt six, la silice libre n'a été constatée, à l'état virtuel, que dans quelques unités; elle n'existe, en proportion importante, que dans peu d'entre elles, et encore l'origine de l'une d'elles est-elle incertaine.

¹⁾ A. WICHMANN, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels (*Tschermak's min. u. petr. Mitt.*, t. V. 1882, p. 1-60).

La caractéristique la plus intéressante de toutes ces roches du Pacifique central austral est l'abondance de celles qui présentent un déficit de silice, en même temps qu'une teneur en alcalis suffisante pour déterminer l'existence de néphéline virtuelle. Cette néphéline n'est que rarement réalisée minéralogiquement dans les laves (*trachytes phonolitique* et *phonolites*) ou remplacée par de la haüyne (*tahitites*), mais elle est toujours exprimée dans les formes intrusives, à l'exception des *mafraïtes*, hétéromorphes des *berondrites*.

Je signalerai encore quelques particularités minéralogiques : l'absence du pyroxène rhombique, sur quoi je reviendrai plus loin, l'extrême rareté de l'*amphibole* et de la *biotite* dans toutes les roches volcaniques, ces minéraux n'existant à l'état accessoire que dans quelques trachytes, phonolites, tahitites, basaltes où ils sont généralement en partie résorbés. Et ceci contraste avec la constance de l'*amphibole* et du mica comme éléments essentiels de la plupart des homologues intrusifs de ces laves — je veux dire de même composition chimique — qu'ils soient grenus ou microlitiques. Inversement, sauf dans les luscladites, il faut noter l'absence presque complète du péridot dans la plupart de ces roches grenues, alors que ce minéral abonde dans les laves. L'*amphibole* et la *biotite* sont donc nettement les *substituts* ¹⁾ de l'olivine et d'autres combinaisons minéralogiques ferro-magnésiennes, quand la cristallisation du magma s'effectue sous pression et en présence de minéralisateurs : c'est là un fait bien connu, mais qui trouve à Tahiti son expression particulièrement frappante.

Il est aussi une particularité que je signale, sans vouloir insister d'ailleurs, car elle n'est peut-être qu'apparente et due à un défaut d'observation des collecteurs des roches étudiées. Je veux parler de l'absence d'*enclaves homoeogènes* dans ces nombreux volcans. Quiconque a par-

1) J'emploie ce terme dans le sens de *qui tient la place de*, bien qu'il ait été jusqu'ici exclusivement réservé aux personnes.

couru les régions volcaniques de la France centrale, de l'Eifel, du Vésuve, du N. W. de Madagascar et de tant d'autres centres effusifs, sait avec quelle abondance se rencontrent, dans les laves les plus diverses, des fragments de roches grenues, rapportés de la profondeur, surtout par les explosions. Les *nodules à olivine*, à *augite*, à *hornblende* y sont particulièrement fréquents dans les volcans alimentés par des magmas du genre de ceux étudiés dans ce Mémoire.

Si cette absence dans le Pacifique central austral est réelle, peut-être pourrait-on l'expliquer par la grande élévation de ses volcans dont les îles sont les sommets émergés de l'Océan, le long trajet souterrain du magma lui ayant permis de résorber les roches arrachées à de grandes profondeurs ¹⁾.

Sur la base de l'existence, ou de l'absence, de la néphéline exprimée ou virtuelle, je diviserai les îles étudiées en trois groupes, caractérisés par les associations lithologiques qu'elles renferment.

a. — SÉRIE NÉPHÉLINIQUE

1^o Une série essentiellement alcaline très complète et prédominante est réalisée à Tahiti et à Taïarapu.

Par ordre d'abondance, il faut citer les roches volcaniques, tout d'abord : *basanitoïdes* riches en néphéline restée à l'état virtuel ; la proportion des éléments colorés est variable et généralement grande, quand elle devient considérable, les laves constituent les *ankaramites-océanites* riches en grands phénocristaux d'olivine ; puis viennent les *tahitites*, les *phonolites* et les *trachytes néphélinifères*, roches dans quoi la néphéline ou ses substituts (haüyne, sodalite) sont exprimés minéralogiquement.

¹⁾ A Hawaii dont l'étude très soignée a été faite par de nombreux géologues, il ne semble pas qu'on y ait signalé d'autres enclaves que des *nodules à olivine*.

Ces laves, formant des dykes et des coulées, sont accompagnées d'intrusions de roches grenues presque toutes riches en néphéline, *théralitiques*, *monzonitiques*, *syénitiques*, avec quelques types exceptionnels, mélanocrates, et des roches filoniennes variées de même composition chimique (*monchiquites*, *fourchites*, *camptonites*, etc.).

Il faut insister sur la correspondance chimique existant entre les roches grenues à néphéline exprimée et les roches volcaniques à néphéline dissimulée. Dans les types mésocrates, la teneur en titane est particulièrement élevée; elle tombe brusquement dans les types mélanocrates riches en magnésie.

A cette série néphélinique sont associées quelques laves basaltiques dépourvues de néphéline et aboutissant, elles aussi, à des *ankaramites-océanites*, mais elles ne jouent, par rapport aux premières, qu'un rôle très subordonné.

2^o Les îles de Cook n'ont fourni qu'un très petit nombre d'échantillons étudiés, mais ils appartiennent à des types extrêmes, débordant la série volcanique de Tahiti, l'un est une *phonolite* très riche en néphéline, associée à un type nouveau mésocrate que j'appelle *murite* et qui est la forme d'éparchement de shonkinites sodiques, et l'autre une *étindite* passant à l'ankaratrite, avec une teneur en soude encore plus accentuée que dans les roches similaires de l'archipel voisin. L'étude détaillée de ces îles est à recommander d'une façon toute spéciale.

b. — SÉRIE INTÉRMEDIAIRE.

Comme la précédente, cette série renferme des roches à néphéline. au moins virtuelle, et d'autres, sans feldspathoïdes, mais leur importance relative y est renversée; ce sont les dernières qui prédominent. Cette série établit le passage à la suivante. Il existe d'ailleurs des modalités dans ces associations.

1^o Les *îles sous le Vent*, auxquelles il faut, lithologiquement, rapporter *Moorea*, malgré sa proximité de Tahiti, renferment des trachytes néphélinifères, plus pauvres en

néphéline que ceux de Tahiti, associés à des *basaltes* du type β , mais ne renfermant pas de néphéline virtuelle, ou du moins n'en renfermant qu'exceptionnellement en petite quantité (gabbros et dolérites intrusifs de Bora-Bora). Comme les basanitoïdes de Tahiti, ces basaltes aboutissent à des *ankaramites* et à des *océanites*, mais celles-ci ne renferment pas de néphéline virtuelle. Il est à signaler quelques types exceptionnels, une *andésite oligoclasique* à Raiatea, une *andésite* andésinique et à Moorea une *shoshonite*, l'une des rares roches intrapacifiques un peu plus potassiques que sodiques.

2° Les îles *Tubai* rappellent les îles sous le Vent. Des *basaltes* y dominent; l'île de Rapa, la mieux étudiée, présente de grandes analogies avec Raiatea. Toute une série de *basaltes* andésiniques ou labradoriques β aboutissant à des *ankaramites* constituent les roches prédominantes. Il y existe aussi des *trachytes néphélinifères*.

Mais il y a, en plus, des intrusions de roches basiques à néphéline exprimée, ou à analcime, de *luscladites*, jouant le même rôle, mais plus réduit, que les roches similaires à Tahiti. Il faut noter que la structure doléritique de ces roches indique qu'elles se sont consolidées plus près de la surface que ces dernières qui, en général, sont franchement grenues.

3° Les îles *Samoa* sont essentiellement constituées, elles aussi, par des laves *basaltiques* β , parmi lesquelles dominent celles riches en olivine; elles aboutissent aussi à des *ankaramites-océanites*.

A Savai et à Upolu, les types sans néphéline paraissent prédominer, mais ils sont associés à des *limburgites*, forme plus cryptomorphe encore que les basanitoïdes, c'est-à-dire à des laves à néphéline virtuelle; il existe peut-être même des *basanites* et des *trachytes* β .

L'île *Tutuila* a une composition plus complexe, les *basaltes* β sont, en moyenne, moins périclitiques que dans les autres îles. La diminution des éléments colorés conduit à des *andésites* andésiniques ou labradoriques; il existe même une *andésite oligoclasique*, rappelant celle de Raia-

tea, mais une particularité importants réside dans l'existence d'un *trachyte* α et d'une *rhyolite*, représentant le seul cas dans le Pacifique de roches à silice libre, exprimée, faisant partie du cortège de roches à silice déficitaire.

c. — SÉRIE SANS NÉPHÉLINE.

Les roches de plusieurs groupes d'îles sont dépourvues de types à néphéline, même à l'état virtuel, constituant plusieurs types de groupements. Certains d'entre eux, renferment des types pauvres en chaux et en magnésie, alors qu'un autre en est dépourvu.

1^o Les îles *Marquises* sont caractérisées par l'association de divers types *trachytiques* β à des *basaltes* β prédominants.

2^o A *Pitcairn* et, au loin vers l'Est, à *l'île de Pâques* et à *Sala y Gomez*, se trouvent des associations distinctes; un *trachyte* α et une *andésite* β prédominants, à *Pitcairn*, une *rhyolitoïde*, des types *andésitiques* et un *basalte* β à *l'île de Pâques* et à *Sala y Gomez*.

Enfin, 3^o les *îles Gambier* sont uniquement *basaltiques* (β), avec abondance des *oeéanites*.

. Leurs basaltes sont, avec ceux de Mas-a-Tierra et des îles Galapagos dont il est question plus haut, les plus calciques de ceux des îles du Pacifique; ce sont les seuls dont le troisième paramètre est constamment 4. Leur teneur en titane est moins élevée que dans la plupart des basaltes des îles voisines.

III. L'examen comparatif des divers types lithologiques qui viennent d'être passés en revue montre que, parmi les roches dépourvues de néphéline, il en est qui se rencontrent indifféremment associées, ou non, à des roches à néphéline, ce sont des *andésites* II.5.3.4; et les *basaltes* III.5.3.4; mais il en est d'autres qui ne sont pas accompagnées de types néphéliniques, se sont les basaltes III.5.3.4, la *rhyolite* de *l'île de Pâques*, le *trachyte* à *biotite* des îles *Marquises* et de *Pitcairn*.

Parmi les types indifférents, il faut noter encore les *ankaramites* et les *océanites*; cela tient à ce que ces roches sont les termes les plus mélanocrates, à la fois des basaltes et des basanites, ceci se comprend aisément, en effet; quand, dans une roche à facies basaltique, la proportion des éléments blancs est très réduite, la nature de ceux-ci n'est déterminée que par de très minimes différences chimiques et les roches basaltiques ne diffèrent guère des basanitiques. Néanmoins on a vu que les ankaramites océanites de Tahiti ont 6 pour second paramètre, comme les laves moins mélanocrates qui les accompagnent, alors que les océanites de Mangareva ont pour ce paramètre la valeur 5, de même que les basaltes de la même île.

C'est l'abondance dans les régions océaniques de ces types extrêmes de différenciation très riches en périclase, qui m'a conduit à proposer le nom d'*océanite*, après avoir étudié ces laves non seulement dans la région qui nous occupe, mais encore dans l'océan Indien, à l'île de la Réunion, aux îles Comores, etc. Il est à noter que ces laves très magnésiennes, quelle que soit la série à laquelle elles appartiennent, sont toujours moins titanifères que les roches moins mélanocrates qui les accompagnent.

La tableau ci-contre résume la distribution dans l'espace des divers types lithologiques observés dans les îles du Pacifique austral central.

IV. Les résultats de cette étude accentuent encore ce fait, mis en évidence par beaucoup d'observations récentes effectuées à travers le monde, que la conception d'une localisation nécessaire de certains types lithologiques dans des associations déterminées est inexacte.

Il existe certainement des provinces lithologiques, telles que celle des îles de Los, par exemple, ne renfermant que des roches alcalines et même que des roches néphéliniques, à l'exclusion de tout type calco-alcalin, et réciproquement il se trouve des provinces exclusivement calco-alcalines, mais il en existe beaucoup d'autres où les deux séries sont associées. Les îles volcaniques du Paci-

I. 4. 1. 4. Rhyolites.	I. 5. 1. 4. Trachytes.	I. 1. 4. I. 6. Trachytes néphéliniques, Phonolites.	I. 6. 1. 4. Phonolites Tinguantes. <i>Syénites</i> <i>néphéliniques</i>
Ile de Pâques Marquises (β) ** Tutuila	Ile de Pâques (β) Marquises (β) ** Samoa	* Tahiti ** Raiatea ** Huahine ** Rapa	* Tahiti * Barotonga
II. 5. 2. 5 3 Andésites oligoclasiqnes. Shoshonite.	II. 5. 3. 4. Andésites andésiniques, Pitcairn Ile de Pâques ** Moorea ** Tutuila	II. 5. 4. 4. Andésites labradoriques, * Tahiti ** Tutuila	II. 6. 2. 4. Tahitiïtes. Monzonites <i>néphéliniques</i> <i>Essénites</i> .
** Moorea ** Raiatea ** Tutuila	III. 5. 3. 4. Basalttes <i>Gabbros à oléine</i> , * Tahiti ** Bora-Bora * Tahaa Marquises Ile de Pâques ** Samoa	III. 5. 4. 4. Basalttes labradoriques, ** Huahine Marquises Mangareva ** Samoa	III. 6. 3. 4. Basanites (Basanitoides) <i>Théralites</i> , <i>Lualites</i> , etc., Ankaratuites.
		* Tahiti ** Samoa ** Rapa	* Tahiti ** Samoa ** Rapa
			IV [5 3 3] 2 3 2 2. [6 4 4] 4 4 2 2. Ankaramites. Océanites.
			* Tahiti * Raiatea * Mangareva ** Rapa ** Samoa

(1) * Série néphélinique. — ** Série mixte. — Les noms dépourvus d'astérisques sont ceux de la série sans néphéline. Le nom des roches intrusives est écrit en italique.

fique montrent combien de tels mélanges peuvent être divers.

Il ne saurait donc plus être question, d'une façon absolue ni d'un type pacifique ni d'un type atlantique des roches éruptives, mais parmi les associations lithologiques purement calco-alkalines, il y a des modalités qu'il est légitime de mettre en évidence, surtout quand elles se manifestent sur de vastes espaces. Le *facies circum-pacifique* est un de ceux-là, ainsi que je l'ai fait remarquer dès 1904.

Or il est important de noter que toutes les observations recueillies jusqu'ici ont démontré l'absence complète dans la région intra-pacifique des types lithologiques les plus spécifiques des volcans circum-pacifiques; ceux que les auteurs ont généralement appelés *andésites*, mais qui doivent en réalité être considérés surtout comme des *dacitoïdes* ou des *andésites* α ne différant les unes des autres que par la proportion de la silice libre virtuelle; ces roches sont accompagnées de types moins fréquents, de même composition chimique, mais où le quartz est exprimé (*dacites*). Une caractéristique de cette série dacito-andésitique réside dans la constance des plagioclases très zonés, avec zones nombreuses réunissant des plagioclases de basicité variée, et souvent très grande, puis l'abondance de l'hypersthène accompagnant ou remplaçant l'augite, et parfois de la hornblende.

A la vérité on a vu plus haut qu'il existe bien dans les îles du Pacifique austral quelques *andésites*, à Moorea, à Rapa, à Pitcairn, à l'île de Pâques, etc., mais ce sont des *andésites augitiques* β , sans silice libre, sans hypersthène, d'un caractère différent; ce sont des formes, un peu moins riches en minéraux colorés, des basaltes qui les accompagnent généralement.

V. On ne peut pas douter de la très grande prédominance des roches à *facies basaltique*, parmi les laves de tous les volcans du Pacifique austral; toutes les roches qui les accompagnent en dérivent par différenciation. Si

l'on tient compte de ce que les sondages d'AGASSIZ effectués dans les abysses séparant les îles étudiées dans ce Mémoire et beaucoup plus loin encore dans la direction de l'Amérique, n'ont rapporté que des débris de telles roches, en dehors de l'argile rouge formée à leurs dépens et des sédiments organogènes, l'on doit conclure que la plus *vaste* partie du *vaste* monde n'est couverte que d'épanchements basaltiques.

Sans doute, est-il bien hardi de conclure de la composition lithologique d'une poussière d'îles, sommets, il est vrai, d'édifices volcaniques gigantesques se dressant du fond de l'Océan, à la composition lithologique et chimique du plancher de tout l'Océan, mais comment ne pas être influencé aussi par la composition lithologique d'autres îles plus éloignées les îles Juan Fernandez, San Felix et San Ambrosio, situées au large des côtes du Chili, des îles Galapagos, s'étalant au large de la côte de l'Équateur, c'est-à-dire les îles situées le long de la région andine, et aussi par la considération des îles Sandwich, qui, dans l'hémisphère Nord, sont symétriques, par rapport à l'Équateur, des régions qui font l'objet de ce Mémoire.

Tout ce que nous savons des laves basaltiques (basaltes et basanites, etc.) du Pacifique montre qu'elles ont une caractéristique commune, une grande richesse en péridot.

M. DALY, en faisant des moyennes de toutes les analyses de basaltes de Tutuila, en les comparant à celles des basaltes des plateaux, dues à M. WASHINGTON, puis à la moyenne de 198 analyses de basaltes, publiées avant 1910 par divers auteurs, est arrivé à cette conclusion que la composition moyenne des basaltes de Tutuila correspond sensiblement à celle des autres analyses de basaltes et se confond avec la composition d'un magma basaltique universel; celui-ci constituerait une enveloppe continue à la Terre et ce serait à ses dépens que se seraient formées, par différenciation, toutes les roches éruptives.

Je suis personnellement moins intéressé par de telles moyennes, qui font évanouir toutes les particularités ré-

gionales ou locales, que par la comparaison des éléments qui ont servi à les établir 1). Cette comparaison fait voir, en ce qui concerne le Pacifique central austral, que les basaltes des divers groupes d'îles ne présentent pas seulement entre eux des analogies, il existe aussi des différences qualitatives et quantitatives; elles s'accroissent quand on étend la comparaison à l'ensemble des roches des provinces lithologiques, cet ensemble provenant d'ailleurs, sans aucun doute, de la différenciation d'un même magma.

S'il existe réellement un réservoir commun de magma basaltique ayant alimenté tous les volcans du Pacifique et si ce magma a possédé originellement une composition uniforme 2), il résulte des conclusions de ce mémoire qu'il s'est produit des variations régionales dans le mode de sa différenciation, considérée dans l'espace et dans le temps, mais cette constatation étant faite, il faut reconnaître que les causes du phénomène nous échappent pour l'instant.

M. DALY a fait remarquer aussi, et avec juste raison, la fréquence dans les îles océaniques de l'association de roches claires, trachytes, rhyolites, aux laves à facies ba-

1) Ce sont ces relations établies entre les divers termes d'une même province lithologique qui constituent vraiment l'*histoire naturelle* des roches et éclairent sur la filiation des types lithologiques, ceux-ci n'ont pas de contours constants, ils passent les uns aux autres, mais pas d'une façon indéterminée quand ils sont étudiés non pas dans l'Univers entier, mais dans une province donnée.

2) A ce point de vue, une remarque de M. WASHINGTON sur l'existence de traces de chrome et de nickel dans les basaltes de Hawaï et de traces de chrome dans certaines laves basiques des îles de la Société est à noter et demande de nouvelles recherches qui pourraient servir pour la discussion de cette question. Il ne faut pas se hâter de conclure, d'ailleurs, là encore beaucoup d'observations faites d'une façon méthodique, sont nécessaires. Si le chrome et le nickel n'ont pas été signalés dans la plupart des analyses des roches intra-ou circum-pacifiques, ne serait-ce pas parce que ces corps n'y ont pas été cherchés? Tel est certainement le cas pour les analyses nouvelles données dans le présent Mémoire.

saltique. Considérant d'une façon spéciale le cas de Tu-tuila et notant que l'île est située à un millier de kilomètres des îles Viti, il s'est demandé si les rhyolites de cette île ne résulteraient pas d'un phénomène endomorphe, de l'action sur la magma d'un prolongement, sur le fond du Pacifique, des roches anciennes de la bordure continentale jalonnée par les îles Viti, Tonga, Kermadec. La présence de rhyolites à l'île de Pâques, située à 2200 milles à l'ouest de la côte américaine, à l'autre extrémité du Pacifique, me semble devoir faire rejeter cette hypothèse, si l'on tient comme valables les conclusions formulées plus haut sur l'absence de toute vraisemblance de l'existence de roches non volcaniques dans le Pacifique central.

PROF. DR. L. FERNANDEZ NAVARRO

DE LA UNIVERSIDAD DE MADRID
DE LA R. ACADEMIA DE CIENCIAS

y PROF. N. PUIG DE LA BELLACASA

DE LA ESCUELA DE INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

Sobre la posibilidad de que existan aguas de origen profundo en las formaciones volcánicas de las Islas Canarias

(con 3 figuras en el texto)

En la última Asamblea de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional, celebrada en Madrid a principios de Octubre de 1924, se llevó al orden del día de la Asamblea siguiente, el tema de la participación que las aguas de origen interno puedan tener en las circulaciones subterráneas de las regiones volcánicas.

Se inició esta cuestión con motivo de las discusiones que respecto a ella se habían suscitado en las islas Canarias, y la presente nota tiene por objeto dar una idea, basándose en datos y publicaciones recientes, de su estado actual en lo que concierne a las referidas islas.

El archipiélago está constituido por ingentes islas volcánicas sobre un zócalo general holocristalino, que se estima a unos 3'5 kilómetros bajo el nivel del mar. La isobata de mil metros está, salvo pocas excepciones, a menos de 20 km. de las costas.

Las formaciones volcánicas, que constituyen casi exclusivamente todas las islas del archipiélago, consisten en rocas traquíticas, principalmente fonolitas y traquitas, que alternan con coladas y tobas basálticas, basaltos y labradoritas, estando frecuentemente recubiertas todas estas rocas por las de erupciones modernas básicas, como labradoritas, basaltos, limburgitas, tefritas, etc., que generalmente ocupan posición periférica. Por descomposición de

estas rocas se han formado algunas sedimentarias, durante las eras terciaria y cuaternaria, que constituyen terrazas costeras sucesivas; lo que revela movimientos de emergencia posteriores a las primeras erupciones, que se creen fueran submarinas.

Las lluvias son escasas e irregulares en la mayor parte del archipiélago y en las islas orientales hay años en los que no llueve. Aun en estas islas existe, sinembargo alguna vegetación, que se debe a la condensación del agua de las nieblas y aun del aire húmedo, sobre las plantas y terrenos enfriados durante las noches.

En las islas de Tenerife, Gran Canaria y La Palma hay varios Observatorios meteorológicos, y en el siguiente cuadro figuran algunos datos pluviales, tomados de los que publica nuestro Observatorio Central Meteorológico, correspondientes a los años 1916 a 1923.

ISLAS.	ESTACIONES Y ALTITUDES.	1916	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	Me- dias
Tenerife. . .	La Laguna (1). 547 m	304,1	568,7	412,2	400,7	1061,0	590,0	933,4	404,4	585,2
	Punta Anaga (2) 222 »	222,5	199,7	280,9	271,5	440,0	252,0	566,0	197,0	303,7
	Izaña (2) . . . 2,367 »	250,9	387,7	527,6	325,6	763,6	506,8	578,6	273,4	451,7
Gran Canaria.	Las Palmas . . 12 »	78,3	228,6	220,9	105,3	304,7	Incom- pleto	Falta	Falta	187,6
La Palma . .	Santa Cruz . . 12 »	593,7	484,0	712,6	282,2	738,5	452,2	427,0	638,2	541,0

(1) Instituto al 2.ª Enseñanza.

(2) Estacion meteorológica del Faro.

(3) Observatorio meteorológico del Instituto Geográfico y Catastral.

Constituye la agricultura la principal fuente de riqueza de las islas, en cuyas zonas bajas se cultivan preferentemente el plátano y el tomate. Una hectárea de tierra platanera de buena calidad y con suficiente dotación de agua tenía por valor, en el verano de 1925, unas 180.000 pesetas, en el valle de la Orotava.

El considerable precio que adquieren las tierras de regadío en estas islas, privilegiadas por el clima y la naturaleza de sus fértiles suelos, ha impulsado a sus habitan-

tes a buscar con gran actividad aguas para el riego, especialmente desde que el comercio de exportación adquirió desarrollo. En las investigaciones hechas con el referido objeto no se ha economizado tiempo ni dinero, ejecutándose 'numerosos pozos y galerías de alumbramiento. Estos trabajos se encomendaron en un principio a prácticos del país, pero pronto se echó de ver la conveniencia de que fueran dirigidos por personas más competentes, por lo que varios técnicos, que por diversos motivos han visitado o residido en las Canarias, se han ocupado, especialmente durante el siglo actual, del problema del alumbramiento de sus aguas subterráneas, tomando como puntos de partida los escasos datos litológicos, tectónicos y meteorológicos que se poseén.

Al comparar los volúmenes de agua que fluyen naturalmente o alumbrados en el valle de la Orotava, en los alumbramientos de Roque Negro-Catalanes y en otros sitios de la isla de Tenerife, así como los correspondientes a varias fuentes de Gran Canaria, La Palma, etc., con los volúmenes que, en virtud de la absorción de los terrenos, la extensión de las correspondientes cuencas hidrográficas y la importancia de las cantidades de agua precipitada medidas por los pluviómetros, deben alimentar a aquellos manantiales naturales y artificiales, se llega a la conclusión de que es preciso admitir, que los caudales de los manantiales no pueden proceder exclusivamente de las aguas de lluvia registradas por los pluviómetros.

Esto ha sido motivo para que se hayan buscado otras aportaciones además de las aguas de lluvia, para explicarse los caudales de muchas de las fuentes espontáneas y alumbramientos. La naturaleza volcánica de las islas Canarias, en las que aún existen volcanes no extinguidos, ha sugerido a varios la creencia de que pueden alimentar o por lo menos contribuir a la alimentación de algunos manantiales, las aguas profundas vaporizadas por la proximidad o el contacto con magmas a elevadas temperaturas. Otros entienden que las condensaciones que se producen sobre las plantas y aun sobre el suelo, formado por rocas

volcánicas fisuradas y sueltas, del agua contenida en las nieblas y en el aire húmedo, proporcionan un aumento sobre las precipitaciones acusadas por los pluviómetros, muy suficiente para explicar los caudales medidos en los manantiales, sin necesidad de admitir aportaciones de aguas de origen profundo.

Hay, sin embargo, varias circunstancias que parecen apoyar la existencia de aguas que han alcanzado grandes profundidades.

En todo el archipiélago se perciben emanaciones gaseosas, principalmente de ácido carbónico, y se ha comparado Gran Canaria con una esponja, porque por multitud de sitios da salida a aquel gas. El grado geotérmico, aunque no estudiado sistemáticamente, parece ser en general muy pequeño, y a poco que se profundice, las aguas que se encuentran tienen elevadas temperaturas. Según el Dr. A. BRUN, de Ginebra, en la llamada Montaña de Fuego, en la isla de Lanzarote, que tuvo erupciones de 1730 a 1736, se alcanza a pocos centímetros de profundidad la temperatura del 100° C, y a menos de un metro la de 360° C. Estos y otros fenómenos han inducido a algunos de los que se han ocupado de los manantiales y alumbramientos de aguas en las islas Canarias; para sentar teorías, a nuestro juicio demasiado generales [1] y [2]; pero contrayéndonos a las referidas islas, es remotamente posible que las aguas marinas, que en todas ellas alcanzan, como hemos dicho, grandes profundidades batimétricas a no gran distancia de las costas, puedan penetrar aprovechando huecos y fisuras, hasta el interior de las montañas volcánicas, llegando en varias de ellas a regiones de temperatura elevada por conservar restos del calor que existía cuando ocurrieron las últimas erupciones. Si aquella temperatura, que es la que llegará a adquirir el agua, es superior a la de vaporización habida cuenta de la presión correspondiente a la profundidad, pasará el agua al estado de vapor, y aprovechando diaclasas, huecos y otros conductos naturales, ascenderá hasta llegar a los materiales más o menos sueltos de las capas superficiales donde condensándose e incorporándose

a las aguas meteóricas infiltradas, podrán contribuir a la alimentación de manantiales y de circulaciones subterráneas.

Pero el que se admita la posibilidad de que se efectúen los fenómenos que acaban de mencionarse, no quiere decir que realmente ocurran, pues únicamente un detenido estudio sobre el terreno permitiría, tal vez, afirmarlo para ciertos casos en los que se manifestasen con suficiente claridad. Es además difícil de concebir cómo las aguas producto de aquellas condensaciones en las que devolverán el calor de vaporización, aparezcan con la temperatura normal. En todo caso el agua de este origen sería en muy pequeña cantidad y es seguro que el mar canario reciba mas agua de las islas que estas del mar.

La mayoría de los que se han ocupado del problema de las aguas subterráneas de Canarias ([3], [4] y [5]) creen que tanto los manantiales naturales como los alumbramientos realizados, pueden explicarse satisfactoriamente sin necesidad de admitir la existencia de aguas ascendentes. Para ello dicen que el agua que alimenta las circulaciones subterráneas no es tan solo la de lluvia apreciada por los pluviómetros, sino que contribuye a esta alimentación de un modo muy importante la que procede de las frecuentes nieblas y humedad atmosférica considerable, no solo sobre los terrenos recubiertos de vegetación sino también en las regiones desnudas, especialmente cuando la superficie está formada por materiales volcánicos detríticos o rocas porosas, entre cuyos intersticios se aloja aire, que constituyendo una capa aisladora, evita la evaporación del agua en cuanto ésta ha penetrado algo en el terreno. La estructura de los terrenos volcánicos canarios hace poco probable el sifonamiento a la manera artesiana. En cuanto a las aguas juveniles, que no son sino una cosa hipotética, nunca podrían dar el necesario caudal.

Los efectos que la vegetación produce, tanto determinando condensaciones como deteniendo las aguas de lluvia y favoreciendo su evaporación antes de llegar al terreno, han sido objeto de algunos experimentos que conviene reseñar. Son bien conocidos los de MARLOTH, en Table Moun-

tain, Africa del Sur, publicados en 1903 y 1905, para los que empleó dos pluviómetros de 12,7 cm de diámetro de boca, uno en las condiciones ordinarias y el otro con un bastidor encima de 30,5 cm de altura, formando un cuadro reforzado con cuatro soportes verticales y con una malla metálica en la que se sujetaban 17 tallos de plantas *Res-tinaceous*; con precipitaciones normales daba el segundo pluviómetro un aumento del 300 al 400 por 100 y mucho más con lluvias de gotas muy menudas y tiempo nublado. Posteriormente, en el pasado año, ha publicado Mr. J. PHILLIPS una nota en el periódico inglés « Nature » [6] con los resultados de sus experimentos en la Estación de investigaciones forestales de Deepwalls, cerca de Knysna, también en el Africa del Sur y a 517,5 m de altitud. Sus trabajos, realizados en los años 1923 a 1926, se encaminaron a estudiar las dos cuestiones siguientes: 1.º El aumento de condensaciones debido a la vegetación. 2.º Las pérdidas que por la interposición de la vegetación se producían en el agua procedente de la condensación antes de llegar a la superficie del terreno cubierto por las plantas.

Para el estudio de la primera cuestión o sea el aumento de condensaciones debido a la vegetación, situó PHILLIPS en un cerro dos pluviómetros análogos a los empleados por MARLOTH, a 1,20 m de altura sobre el suelo y distantes 2,75 m, uno en las condiciones normales y el otro con un bastidor, también como el de MARLOTH, sujetando entre sus mallas cuatro ramas de la conífera *Podocarpus Thunbergii*, con 30 hojas, de 5 x 7 cm y 0,8 cm de grueso, por rama; llegaban las hojas hasta 0,8 cm del borde superior del bastidor y quedaban formando a modo de una columna encima del pluviómetro. En estas condiciones en el año de Junio de 1925 a Julio de 1926 el pluviómetro normal acusó 1320 mm de lluvias y el recubierto por las hojas 2388, o sea el 180 por 100 más; este exceso se debe a las lluvias de gotas muy menudas y a las neblinas, allí llamadas « nebel-reissen », que depositan mucha humedad en los árboles del bosque de Knysna, lo que es causa de que estén goteando y saturados de agua mientras que los terrenos contiguos

se hallan relativamente secos. En otras regiones se han hecho experimentos análogos, como los de Mr. DE FOREST en Maryland, Estados Unidos de Norteamérica, quien en el año 1923 colocó en uno de los pluviómetros cañas de 30,5 cm de altura, obteniendo, en cuatro meses de observaciones durante los cuales hubo 26 días de lluvia apreciable por el pluviómetro normal, un aumento de 30 por 100, en el agua recogida por el que llevaba las cañas. Como conclusión, deduce PHILLIPS, que la vegetación, puede en muchos casos, dar aumentos considerables en las precipitaciones.

La segunda cuestión consiste en darse cuenta de las pérdidas que por la interceptación producida por el arbolado se produce en el agua que, procedente de las condensaciones, llega a la superficie del terreno. También realizó PHILLIPS sus trabajos en el bosque de Knysna y en un lugar a 417 m de altitud orientado al mediodía, colocando dos pluviómetros como los anteriores a 1,20 m sobre el suelo y distantes unos 180 m; uno bajo los árboles y el otro en sitio despejado. Desde Febrero de 1923 a Marzo de 1925 el pluviómetro bajo el arbolado recogió 1676 mm de agua y el otro 2159, es decir, que los árboles impedían que llegase al terreno el 22,4 por 100 del agua precipitada. Se comprende este fenómeno, pues las hojas, ramillas y ramas se cubren de delgadas películas de agua, lo que aumenta considerablemente la evaporación. Las pérdidas mayores fueron, como era de suponer, durante las lluvias menudas « nebelreissen », en las que la humedad quedaba retenida en las ramas y hojas, mientras que con lluvias intensas disminuían las pérdidas por interceptación. Estas pérdidas según HORTON, quien ha hecho experimentos en Albany, Estado de Nueva York, son mayores en los bosques que en los prados y en el verano de 1918, halló que bajo árboles de 11 especies distintas, se perdía el 40 por ciento de la precipitación.

Pero las nieblas se condensan también en los terrenos altos enfriados durante las noches. Para darse una idea de este fenómeno se han hecho algunos experimentos en el Observatorio de Izaña, (Tenerife), a 2367 m de altitud,

durante los años 1925 y 1926 por el meteorólogo Sr. Fariña, que consisten en comparar el agua recogida en dos pluviómetros del modelo Hellmann, sobre uno de los cuales se había colocado un bastidor de altura de unos 25 a 30 cm sobre el que se extendía una tela metálica, bastando esta sencilla adición para que a veces se aumentasen las condensaciones hasta ser 50 veces mayores que las acusadas por el pluviómetro normal ¹⁾.

Estos experimentos en el Observatorio de Izaña vienen a confirmar los resultados de las observaciones que pueden hacerse durante las primeras horas del día en muchos parajes de estas islas, donde el suelo se encuentra lleno de humedad, tanto en los sitios cubiertos con vegetación cuanto en los que estén desnudos, todo lo cual revela importantes condensaciones nocturnas, así a grande altura (Izaña) como al nivel mismo del mar (Arrecife, de Lanzarote).

Sin negar la importancia de las condensaciones nocturnas sobre las plantas y parajes descubiertos, creemos que resulta muy exagerada la que se le atribuye en los experimentos mencionados, que consisten esencialmente en comparar el agua recogida en dos pluviómetros, uno en las condiciones normales, y el otro con un tabique vertical de una altura semejante a la del pluviómetro. Si el agua de lluvia cayera siempre verticalmente, podrían admitirse los resultados de aquellos experimentos, pero cuando durante las lluvias soplan vientos algo fuertes, lo que es frecuente en las islas Canarias, equivalen los tabiques verticales a que los pluviómetros tuviesen bocas de mucho mayor diámetro. Ocurre, en efecto (Fig. 1) que si el agua cae con la inclinación φ , en la superficie S de la boca, sólo se recoge la lluvia que penetraría con boca S *sen* φ , si cayese verticalmente; mientras que con el tabique sobrepuesto de altura h

1) La tela metálica, por la rapidez y facilidad con que experimenta los cambios de temperatura, exagera sin dadas el efecto condensador. Pensamos que la experiencia habría sido mas probatoria empleando como condensador ramitas de árbol.

se recogerá $S(\sin \varphi + h \cos \varphi)$. Resulta, por consiguiente, que parte del agua atribuida a la condensación (Fig. 2) en los experimentos reseñados, se deberá, en muchos casos,

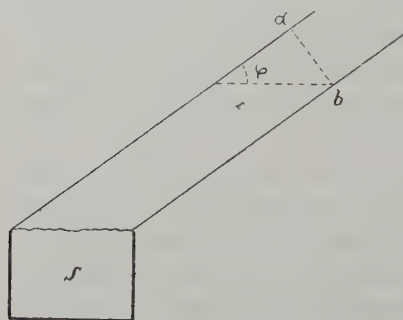


Fig. 1.

al efecto que produce el tabique sobre las aguas de lluvia que caen con alguna inclinación.

Para investigar de un modo satisfactorio si las aguas de lluvia y procedentes de las indicadas condensaciones son suficientes para alimentar los manantiales naturales y artificiales, sería preciso

averiguar, para cada uno de los que se estudiasen, las cantidades de agua, de la que cayese en su cuenca alimentadora, que por infiltración pasasen a la circulación subterránea. La comparación entre dichas cantidades de agua y los caudales anuales, mensuales, etc., del manantial, así como la mayor o menor concordancia entre los caudales máximos y mínimos de éste con los máximos y mínimos de aquellas infiltraciones, permitirían deducir (dentro de la imprecisión del procedimiento) si las precipitaciones me-

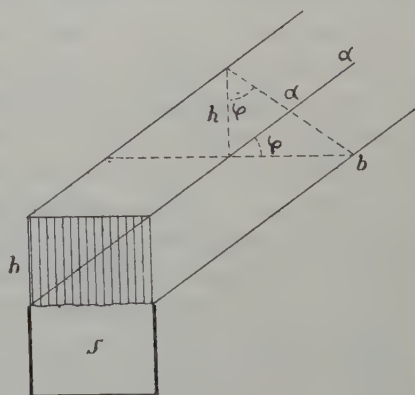


Fig. 2.

teóricas eran o no suficientes para suministrar el agua que fluía del manantial. La insuficiencia de las aguas meteoricas se pondría de manifiesto de modo muy claro si en épocas de gran escasez de aguas infiltradas, las que manaban constituían volúmenes bastante superiores a los que corresponderían a aquéllas. En éste y en otros casos se

llegaría a la conclusión de que había que admitir la existencia de aguas de otras procedencias y como muy probable, que fueran de origen interno.

En vista de lo poco satisfactorios que resultan los datos suministrados por los pluviómetros, para apreciar con alguna aproximación el agua meteórica infiltrada, creemos lo más eficaz reproducir en lo posible las condiciones en que se realiza el fenómeno natural, a cuyo efecto podrían utilizarse unas cajas, de hierro galvanizado u otro material, con superficie circular, rectangular o cuadrada y el fondo a



Fig. 3.

unos 50 cm de profundidad, que se alojarían en excavaciones practicadas en el terreno y se rellenarían con las mismas tierras, escorias, lapili; etc., que formen aquél (Fig. 3). El agua que se infiltrase correría por el fondo de la caja, que tendría forma adecuada para que saliera por un tubo, reuniéndose en un recipiente situado en un pozo registrable. Colocando éstos u otros aparatos análogos en sitios adecuados, desnudos o con matas, con árboles, etc., podría evaluarse el agua infiltrada en la cuenca alimentadora del manantial en estudio, mejor que aplicando coeficientes a la recogida en los pluviómetros. El procedimiento sería tanto mas probativo, cuanto mayores y mas numerosos fueran los depósitos; lo cual le hace un poco difícil y acaso caro;

Terminaré esta nota con un ligero cálculo respecto a las aguas que alimentan los manantiales de Roque Negro y Catalanes, en Tenerife, pues es asunto que ha sido bastante debatido entre los partidarios de las aguas ascendentes y

los que no las admiten, sintiendo que la falta de suficientes datos no permita llegar a resultados concluyentes. Según datos recientes publicados por Suárez Galván, el caudal total es actualmente de 30 litros por segundo, lo que equivale a 946.080 m³ al año.

Aprecia ASCANIO [3] la cuenca alimentadora en unas 400 hectáreas, de modo que para suministrar el referido volumen, las aguas infiltradas deberían corresponder a una altura pluviométrica de $\frac{846.080}{4.000.000} = 237$ mm. Si se admite que el 30 por 100 del agua meteórica es absorbida, cifra superior al 25 por 100 que suele adoptarse, la precipitación correspondiente será de $\frac{237}{0,30} = 790$ mm. La cuenca alimentadora está constituida por las alturas de Anaga, y aun cuando no hay pluviómetros más que en Punta Anaga, donde la altura pluviométrica media sólo es, según el estado que figura al principio de esta Nota, de 303, mm, si admitimos una altura pluviométrica media como en La Laguna; o sea de 585 mm, aumentada en 100 mm para tener en cuenta las lluvias con viento, tendríamos que conceder a la condensación directa sobre el suelo desnudo y recubierto de matas la altura de 105 mm. Las cifras consignadas referentes a las precipitaciones y absorción por el terreno no parecen exageradas, pero como no están basadas en observación alguna, no se puede afirmar que deban admitirse, y, por consiguiente, aun cuando resulta de ellas que no es necesaria la intervención de aguas profundas para obtener el caudal citado por el Sr. Suárez Galván, no hay datos suficientes para asegurar rotundamente que aquellas no existan.

Se desprende de todo lo precedentemente expuesto que aunque no hay prueba alguna de su existencia, sin negar la posibilidad de dicha existencia de aguas de origen profundo que contribuyan a las circulaciones subterráneas en las islas del archipiélago Canario, parece más probable que aquéllas sean exclusiva o casi exclusivamente de origen

meteórico ; pero no puede hacerse una afirmación categórica, pues sería para ello preciso un detenido estudio experimental que desgraciadamente no ha podido llevarse a efecto.

BIBLIOGRAFIA

- 1 SANTA CRUZ — *Manantiales geodinámicos. Ensayo sobre las leyes que rigen la elevación termodinámica de las aguas y su aplicación a la isla de Tenerife.* — Santa Cruz de Tenerife, 1912, 1 vol. 4º.
2. SUÀREZ GALVÀN — *Aguas subterráneas y petróleos.* — Madrid, 1923, I volumen en 8º.
- 3 ASCANIO — *Tenerife y sus aguas subterráneas.* — La Laguna, 1921, 1 volumen en 8º — *Gran Canaria y sus aguas subterráneas.* — La Laguna, 1926, 1 vol 8º.
- 4 FERNÀNDEZ NAVARRO — *Estudios hidrogeológicos en el Valle de La Orotava* — Santa Cruz de Tenerife, 1924
5. FERNANDEZ NAVARRO — *El problema del agua subterránea en los terrenos volcánicos.* — (Asociación española para el progreso de las Ciencias. — Congreso de Coimbra, tomo II, pág. 15)
- 6 FERNÀNDEZ NAVARRO Y ARMENDÀRIZ — *Informe acerca de las condiciones hidrológicas de la isla de Fuerteventura y medios de remediarlas.* (« Boletín oficial de Minas y Metalurgia », 1925, pág. 1003).
7. PHILLIPS. — *Rainfall interception by plants.* — (« Nature », segundo semestre 1926, pág. 837).

PROF. VICENTE INGLADA ORS
DE LA ESCUELA SUPERIOR DE GUERRA, MADRID

Estudio de las Erupciones Volcanicas por medio de las Sacudidas sismicas que producen

(con 3 figuras en el texto).

Las erupciones volcánicas van precedidas y acompañadas de sacudidas sismicas, cuyo estudio contribuye al conocimiento de las condiciones en que aquellas se producen. Como la distancia a que dichas sacudidas son perceptibles por los sentidos del hombre alcanza hasta unos 40 kilómetros, se comprende perfectamente la suma dificultad de obtener bastantes datos de observación macrosísmica que permitan trazar con suficiente precisión las isosistas y determinar la posición exacta del epicentro. También es pequeña, relativamente, la distancia a que los sismos volcánicos pueden ser registrados en las Estaciones, pues los sismogramas que corresponden a sacudidas aisladas no rebasan la distancia epicentral de 150 a 200 kilómetros, en tanto que los enjambres sísmicos que acompañan a las erupciones volcánicas solo en casos excepcionales se registran a mas de 100 kilómetros. A unos 250 se inscriben únicamente las fortísimas sacudidas, cuyo foco es relativamente profundo, y dada la pequeña magnitud de los impulsos que corresponden a las ondas longitudinales, las gráficas suelen mostrar solamente las ondas transversales de la segunda fase, las cuales en casos muy excepcionales y favorables pueden registrarse hasta unos 1000 km del foco.

Las sacudidas preliminares ocurren a lo sumo unas semanas antes de la erupción y generalmente pocos días u horas antes de ella. Consisten esencialmente en enjambres sísmicos, cuyo número de estremecimientos diarios puede contarse por cientos, de modo que el suelo parece estar en vibración continua. Estos sismos preliminares, especial-

mente si ocurren mucho antes que la erupción; suelen ser de foco muy profundo, relativamente, por lo cual el area de conmoción puede ser muy grande, aun tratándose de pequeñas intensidades. Dada su condición de preceder a la erupción volcánica, pueden servir para prevenirla, aunque sin precisar el punto fijo en que ha de ocurrir, pues tratándose de pequeños conos eruptivos el foco sísmico puede ser exterior a ellos, si bien el proceso volcanico lo eleva progresivamente en dirección al cráter.

En este periodo preliminar, el magma activo, bastante próximo a la superficie para que se produzca el desprendimiento de gases, puede ocupar una posición excéntrica al cono eruptivo. Caso de ser bastante grande la superficie de lava en que ocurre el desprendimiento de gases, la presión alcanzada por éstos o la violenta inyección del magma hacia la superficie pueden originar el abombamiento de las capas suprayacentes, fenómeno que se suele observar en los volcanes pequeños. Este mismo proceso puede llegar hasta producir dislocaciones y fracturas de los estratos, antes de efectuarse la salida de la lava, las cuales van acompañadas de sacudidas sísmicas, que como se comprende fácilmente, pueden ser mas violentas que las debidas a la explosión de los gases.

En ciertas erupciones volcánicas este proceso preliminar puede reducirse considerablemente y aun faltar del todo. La inyección del magma acaba por fundir las materias pétreas que obstruyen el canal volcánico: el cráter es el punto más débil, por donde el magma se abre camino hacia el exterior y la erupción visible comienza entonces.

Los fenómenos sísmicos que acompañan a ésta pueden ser de clase muy distinta, pero lo que los caracteriza no es la proyección de las masas de lava, sino el desprendimiento de los gases, bien sea en forma tranquila, o por medio de explosiones irregulares y sucesivas. En cuanto al movimiento sísmico la observación demuestra que solo en las inmediaciones del cráter se observa un estremecimiento incesante del suelo, que a veces es casi imperceptible. Este estremecimiento es tanto más intenso cuanto mayor es el

desprendimiento de gases, y especialmente cuando éstos se abren paso al exterior arrollando cualquier obstáculo que obstruía el canal volcánico, y va acompañado de sacudidas aisladas y violentas, que pueden registrarse a gran distancia.

Al avanzar el proceso del desprendimiento de gases la tensión de éstos, así como su velocidad de proyección va disminuyendo; la expulsión de los gases va perdiendo su caracter tempestuoso: el rozamiento es menor y las sacudidas sísmicas ván siendo menos numerosas e intensas y cuando la erupción visible acaba y las fumarolas acusan el agotamiento del magma, el suelo vuelve otra vez al reposo.

El estudio de este periodo sísmico, por medio de los datos del registro instrumental, es muy interesante, pues no solo permite seguir la migración del foco eruptivo, sino que tambien facilita la comprensión del conjunto, muy complicado, del fenómeno, descomponiéndolo en otros procesos mas simples y que corresponden respectivamente a tres clases de sismos:

1.º — Los debidos al desprendimiento tranquilo, sin caracter explosivo, de los gases, que suelen presentarse no solo en la fase final de la erupción propiamente dicha, sino en las pausas o intervalos entre cada dos explosiones consecutivas. El rozamiento de los gases en las paredes rocosas del canal eruptivo produce un estremecimiento casi continuo del suelo, que en el registro instrumental se manifiesta por una vibración de $\frac{1}{2}$ a 1 segundo de periodo y caracter parecido al movimiento microsísmico debido al funcionamiento de motores próximos. Según las observaciones de OMORI en el Asama Yama (20 noviembre 1913), la velocidad de salida de estos gases sería de unos 11 a 25 metros, por segundo, al aire libre.

2.º — Los sismos explosivos que acompañan a las erupciones visibles y cuya intensidad permite apreciar la actividad volcánica. Según las medidas de HEILPRINS 1) en la Montaña Pelada (30 de agosto de 1902) la velocidad de los gases al salir al aire libre sería de 45 a 90 metros por

segundo y la inicial en el foco, como es natural, mucho mayor. A partir del momento en que se inicia la erupción las explosiones y los sismos que las acompañan van decreciendo y en los sismogramas se manifiestan por oscilaciones que en la fase principal tienen de 1 a 2 $\frac{1}{4}$ segundos de periodo.

En virtud de las observaciones de OMORI acerca de los volcanes japoneses, en las explosiones sin detonación, tanto la intensidad sísmica, como la zona en que las sacudidas se registraban, eran mucho mayores que en las explosiones acompañadas de fuertes detonaciones. Si este es un hecho general y no una simple coincidencia del azar, su explicación estribaría en que en el primer caso, según acusa la mayor energía sísmica, manifestada en la intensidad y extensión donde las sacudidas se registran, el fenómeno tendría su origen a mayor profundidad y el sonido quedaría completamente extinguido por las capas suprayacentes. Las explosiones que ocurren casi a ras del suelo no pueden tener gran energía sísmica y las detonaciones se perciben en ellas muy distintamente. Las que se producen, en cambio, a gran profundidad y proyectan a lo largo del canal eruptivo cantidades considerables de fragmentos pátreos y magmáticos, han de originar forzosamente por su mayor energía violentas sacudidas sísmicas con area considerable de conmoción y en que las detonaciones no han de percibirse facilmente.

En las erupciones centrales la sacudida mas intensa suele corresponder al periodo inicial, en que las minadas paredes del volcán se derrumben y obstruyen, llenándolo hasta gran profundidad, el canal eruptivo. En cambio en las erupciones laterales la sacudida mas violenta corresponde al momento en que se abre la linea transversal por donde se proyectan al exterior las substancias volcánicas.

3.º Los sismos profundos consisten en oscilaciones de $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ segundos de periodo y grandes amplitudes. Gracias a su relativamente importante aceleración se perciben con facilidad por el hombre como sacudidas mas o menos fuertes. Como no influyen en las erupciones visibles cabe

admitir que ocurren en la base del volcán o en los estratos infrayacentes, lo cual explica el gran radio de acción en que se perciben. Suelen presentarse en la fase inicial de la erupción y a medida que avanza ésta su importancia e intensidad van disminuyendo.

Cuando la erupción visible ha terminado, se observan algunos sismos, como sacudidas mas o menos fuertes. Puede tratarse de sismos de hundimiento o de una debil renovación de la actividad volcánica, es decir, de una erupción abortada. Es difícil, en la práctica, decidirse por una u otra explicación.

Expuestos en rápido resumen estos antecedentes, el lector que desee conocer mas pormenores, puede consultar el capítulo 25 del excelente tratado de SIEBERG (2), del que hemos extractado las consideraciones precedentemente expuestas de caracter general acerca del proceso volcánico en relación con los fenomenos sísmicos concomitantes, veamos la aplicación que puede hacerse de los datos del registro instrumental al estudio del proceso volcánico.

En ciertas erupciones volcánicas no se dispondrá de datos del registro instrumental por no haber Estaciones sismológicas inmediatas al cráter. En estos casos si se dispone de datos numerosos y precisos de información macrosísmica, tomados a raíz de ocurrir el sismo, se podrá efectuar un trazado seguro de las isosistas, cuya simple inspección nos dará inmediatamente la posición del epicentro. Para determinar el foco no habrá mas que calcular la profundidad hipocentral.

Uno de los procedimientos que puede seguirse es el de KÖVESLIGÉTHY, que hemos expuesto extensamente en otro trabajo (3).

Designando por Γ y Γ' las aceleraciones sísmicas en dos puntos de la superficie terrestres, situados a las distancias respectivas del foco r y r' y por α el coeficiente de absorción sísmica, se tiene :

$$\frac{\Gamma'}{\Gamma} = \frac{r}{r'} e^{-\alpha(r'-r)} \quad (1)$$

en que α es el coeficiente de absorción sísmica.

En la práctica no se suele disponer de las aceleraciones sísmicas Γ y Γ' , sino de los grados G y G' de intensidad, apreciada por una escala empírica, como la de SIEBERG (4), por ejemplo, y entonces en lugar de la ecuación (1) se obtiene la siguiente :

$$\beta = \frac{1}{3} \frac{(G - G') - (\log r' - \log r)}{r' - r} \quad (2)$$

donde $\beta = \text{aloge}$.

Como en la práctica se conocen las distancias epicentrales ρ , ρ' , ρ'' , . . . de los puntos de observación y no las distancias focales r , r' , r'' , . . . que entran en las ecuaciones del tipo (2) y que exigen conocer la profundidad h , que es lo que se trata precisamente de calcular, hay que acudir al tanteo de varios valores de h , para saber cual de ellos se ajusta mejor a los datos de observación.

Para ello se empiezan por evaluar, por medio de un planímetro, las áreas que limitan las distintas isosistas y si se calculan los radios de los círculos respectivamente equivalentes, se obtendrán las distancias medias ρ , ρ' , ρ'' , . . . que corresponden al caso de un terreno homogéneo y equivalente al real.

En la ingeniosa variante de cálculo ideada por el malogrado Dr. E. JANOSI (5), se combinan las isosistas de dos en dos, para obtener ecuaciones del tipo (2), de modo que la diferencia de los grados en cada pareja sea la mayor posible y que todas las isosistas intervengan en la combinación. Elegido para el tanteo un valor de h se obtienen las distancias focales r , r' , r'' , . . . que corresponden a las distintas isosistas, por medio de las fórmulas:

$$r = \sqrt{\rho^2 + h^2}, \quad r' = \sqrt{\rho'^2 + h^2}, \quad r'' = \sqrt{\rho''^2 + h^2} \quad (3)$$

y las ecuaciones del tipo (2) nos darán tantos valores de β : β_1 , β_2 , β_3 , . . . como parejas de isosistas se hayan

considerado. Procediendo por tanteos se llegará a un valor aproximado de h , que será aquel que haga mínima la suma

$$[\Delta\Delta] = (\beta_1 - \beta_0)^2 + (\beta_2 - \beta_0)^2 + (\beta_3 - \beta_0)^2 + \dots \quad (4)$$

en que β , es la media aritmética de $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots$.

El procedimiento es largo, porque exige numerosos tanteos, si no se conoce ya un valor aproximado de h . Para abreviar y simplificar en lo posible el cálculo de h , en el trabajo ya citado (3), hemos hallado dos fórmulas que dan dos límites entre que se halla comprendida h . La primera :

$$h > 0,52 \rho$$

indica, que la profundidad hipocentral es siempre mayor que las cincuenta y dos céntesimas del radio ρ de la isosista de grado máximo.

La segunda :

$$h < 0,72 \rho' \dots (6)$$

muestra que h es siempre menor que las 72 centesimas del radio ρ' de la segunda isosista.

Por último la fórmula empírica :

$$h = \frac{2}{3} \sqrt{\rho'^2 - (1,8 \bar{\rho})^2} \quad (7)$$

dá un valor aproximado de h en función de los radios ρ y ρ' de las dos primeras isosistas y se ha obtenido de la observación de numerosos sismos en que la relación $\frac{r'}{r}$ de las distancias focales de las dos primeras isosistas varía muy poco, por lo cual se ha tomado como valor de dicha relación el de 1,8.

En los sismos volcánicos, como la profundidad hipocentral es muy reducida, las fórmulas que acaban de

citar (5), (6) y (7) darán de ordinario bastante aproximación y no hará falta proceder a los tanteos de diversos valores de h para calcular el mas probable. Si se quiere, sin embargo, proceder al cálculo se efectuará del modo siguiente. Se empezarán los tanteos por los dos valores de h , que facilitan las fórmulas (5) y (6) y que designaremos por p y q . Después se ensayará el valor $\frac{p+q}{2}$ y comparando la suma (4) ($\Delta\Delta$) que se obtenga con las que corresponden a p y q se deducirá inmediatamente si h está comprendido en el intervalo p y $\frac{p+q}{2}$ o bien en el $\frac{p+q}{2}$ y q . Procediendo con el intervalo así obtenido como se ha hecho con el p, q se hallará otro intervalo mas pequeño y así se continuará hasta hallar dos valores que difieran muy poco entre sí y que comprendan a h y cuyo promedio se tomará como valor definitivo de h . También se puede proceder del modo siguiente: Una vez hechos los tanteos correspondientes a los valores de h , elegidos en la forma expuesta, se trazará la curva cuyos puntos tienen por abscisas dichos valores de h y por ordenadas los correspondientes de las sumas (4) [$\Delta\Delta$]. La abscisa del punto mas bajo de esta curva será evidentemente el valor mas probable de h , que hace mínima la suma de los cuadrados (4).

Este ingenioso procedimiento ha sido ya aplicado a algunos sismos ¹⁾ tectónicos. Faltaba sin embargo conocer si las ventajas del procedimiento continuarían en los sismos de hundimiento y volcánicos, cuya pequeña profundidad hipocentral y reducida area de commoción y sobre todo el hecho de propagarse las ondas sismicas por las capas mas superficiales de la corteza en que abundan las irregularidades de constitución, acusadas por las observaciones geológicas, pudieran influir y desvirtuar las consideraciones que sirven de base a la teoria, en lo relativo a la absorción de la energía sísmica.

Una investigación muy interesante, que los Sismólogos A. SIEBERG y G. KRUMBACH (6) acaban de publicar, rela-

1) Vease la bibliografía de nuestro trabajo (3) ya citado.

tiva al sismo de hundimiento de la Turingia de 28 de enero de 1926, muestra que el método de KÖVESLIGHÉTY es de aplicación a estos sismos de profundidad inferior a un kilómetro y que el valor medio del coeficiente de absorción que se ha tomado para deducir las fórmulas (6) y (7) se ajusta muy bien a las condiciones de propagación de las ondas sísmicas por las capas terrestres más superficiales.

G. KRUMBACH afirma textualmente, (6, pag. 31) como resultado de su investigación, que « en aquellos casos en que « son sencillas las condiciones geológicas del area del sacudimiento, los métodos macrosísmicos, basados en las « ecuaciones de CANCANI, pueden dar una buena apreciación de la profundidad hipocentral y de la transmisión « de la energía sísmica ».

Para presentar un ejemplo de aplicación del método de JANOSI, elegiremos el sismo volcánico de hundimiento de 15 de octubre de 1911, ocurrido en el borde oriental del Etna, y que se manifestó con caracter destructor en una zona de unos 7 kilómetros de largo por 3-4 de ancho, en la que produjo 12 muertos y 48 heridos graves y pérdidas materiales por valor de mas de medio millón de liras. Según los datos de observación de RICCÒ (7) el area total del sacudimiento tenia un largo de 45 km y un ancho de 15. A la sacudida principal, única que vamos a considerar, siguieron algunos sismos hasta principios de noviembre del mismo año.

La fig. 1 presenta el trazado de las isosistas hecho por SIEBERG (4), basándose en sus datos de observación y en los tomados por RICCÒ (7). Para el cálculo de la profundidad hipocentral solo consideraremos las cinco primeras isosistas, grados X a VI, pues son curvas cerradas, en tanto que las que siguen, por su forma irregular y por quedar interrumpidas por el mar no permiten una obtención tan segura de su radio medio.

Calculadas las áreas de las cinco primeras isosistas y hallados los radios de los círculos equivalentes resulta :

$$\rho_1=0,8 \quad \rho_2=1,58 \quad \rho_3=2,34 \quad \rho_4=3,10 \quad \rho_5=4,21 \text{ km.}$$

Substituidos los dos primeros valores en las fórmulas (5) y (6) se halla

$$0,416 < h < 1,138 \text{ km.} \quad (8)$$

La formula (7) dá el siguiente valor de la profundidad

$$h = 430 \text{ metros} \quad (9)$$

Vemos, pues, que la profundidad es inferior a un kilómetro. Si se quiere hallar un valor mas preciso de h apli-



Fig. 1. — Isosistas del sismo volcánico de hundimiento del 15 de octubre de 1911 en el borde oriental del Etna, según A. SIEBERG.

caremos el procedimiento de JANOSI y como son cinco las isosistas de que disponemos, las agruparemos de dos en dos del modo siguiente :

Grado	X	con la de	grado	VIII
»	IX	» » »	»	VII
»	VIII	» » »	»	VI.

Si se resuelven las ecuaciones (2) y se hallan los valores de las sumas (4) $[\Delta\Delta]$ para los de $h = 0,45, 0,6, 0,8, 0,85, 0,9, 0,95$ y 1 km resulta :

Valor de h	Id de $[\Delta\Delta]$
$0,45 \text{ hm}$	50×10^{-4}
$0,6 \text{ »}$	$24,2 \text{ »}$
$0,8 \text{ »}$	$15,2 \text{ »}$
$0,85 \text{ »}$	$13,8 \text{ »}$
$0,9 \text{ »}$	$15,6 \text{ »}$
$0,95 \text{ »}$	$17,0 \text{ »}$
1 »	$22,1 \text{ »}$

De este cuadro se deduce inmediatamente que el valor de la profundidad hipocentral del sismo volcánico es de 850 metros.

Si utilizando las cifras precedentes se construye la curva cuyos puntos tienen por abscisas los valores de h y por ordenadas los de las sumas $[\Delta\Delta]$ (fig. 2) se vé que el punto más bajo corresponde a la abscisa de 850 metros, y éste es un valor muy exacto de la profundidad del foco, partiendo de las datos ya transcritos y admitiendo que las condiciones

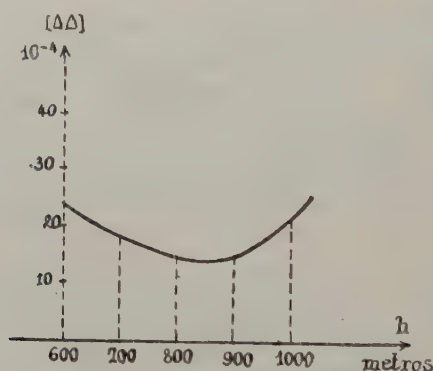


Fig. 2.

que sirven de base a la teoría de KÖVESLIGHÉTY se cumplen en este sismo.

Vemos, pues, que el procedimiento basado en las observaciones macrosísmicas es susceptible de dar resultados muy precisos, si el trazado de las isosistas es seguro, es decir, si los datos de información son numerosos y concienzudos.

Si a la inmediación del foco existe suficiente número de Estaciones sismológicas cabrá aplicar los datos del registro instrumental a la determinación del foco sísmico y a la hora inicial en éste y en el epicentro de la sacudida sísmica.

Como en otro trabajo (8) nos hemos ocupado extensamente en este problema, vamos a reseñarlo rápidamente y dar las fórmulas finales, remitiendo al lector que desee mas amplios pormenores a dicha Memoria.

Estaciones en que se tenga seguridad de que las horas registradas son muy precisas.

Suponiendo que todas las observaciones son del mismo grado de precisión, se pueden restar sucesivamente de dos en dos las ecuaciones (10) y tomando como incógnita auxiliar

$$\tau = t_1 - t_0 \quad (11)$$

y haciendo

$$t_2 - t_1 = \tau_2, \quad t_3 - t_1 = \tau_3, \quad . . . \quad t_n - t_1 = \tau_n \quad (12)$$

se halla el sistema lineal:

$$\begin{aligned} (x_1 - x_2) x_0 + (y_1 - y_2) y_0 + (z_1 - z_2) z_0 - v^2 \tau_2 \tau \\ = \frac{x_1^2 - x_2^2 + y_1^2 - y_2^2 + z_1^2 - z_2^2 + v^2 \tau_2^2}{2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (x_2 - x_3) x_0 + (y_2 - y_3) y_0 + (z_2 - z_3) z_0 - v^2 (\tau_3 - \tau_2) \tau \\ = \frac{x_2^2 - x_3^2 + y_2^2 - y_3^2 + z_2^2 - z_3^2 + v^2 (\tau_3^2 - \tau_2^2)}{2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (x_{n-1} - x_n) x_0 + (y_{n-1} - y_n) y_0 + (z_{n-1} - z_n) z_0 - v^2 (\tau_n - \tau_{n-1}) \tau \\ = \frac{x_{n-1}^2 - x_n^2 + y_{n-1}^2 - y_n^2 + z_{n-1}^2 - z_n^2 + v^2 (\tau_n^2 - \tau_{n-1}^2)}{2} \end{aligned}$$

cuya resolución nos dará los valores mas probables de las incógnitas x_0 , y_0 , z_0 y τ .

Conocida τ el valor de la hora del sismo en el foco, se obtiene por la sencillísima fórmula, que se deduce de la (11):

$$t_0 = t_1 - \tau \quad (14)$$

y la hora epicentral del sismo T será:

$$T = t_0 + \frac{z_0}{v} \quad (15)$$

En ciertos casos las altitudes de las Estaciones registradores difieren muy poco unas de otras. Cabe entonces tomar como plano de las xy el de su nivel medio y despreciar en el sistema (10) los valores de $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$. Entonces al restarlas de dos en dos, el sistema lineal resultante es el mismo (13) pero suprimiendo en él los términos en z_0 . Resolviendo este sistema podremos hallar los valores de las incógnitas x_0, y_0 , que son las coordenadas del epicentro y el de τ que nos dá inmediatamente, por las fórmulas (14) y (15), las horas del sismo en el foco y en el epicentro.

Para hallar ahora la profundidad hipocentral, o sea z_0 , observaremos que una vez conocidas x_0, y_0 , y t_0 el sistema de ecuaciones (10), pasando al segundo miembro los términos en que no entran las z y extrayendo después la raíz cuadrada, se puede poner bajo la forma :

$$\left. \begin{aligned} z_1 - z_0 &= A. \\ z_2 - z_0 &= B. \\ z_3 - z_0 &= C. \\ &\vdots \\ z_n - z_0 &= L. \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

en que A, B, C, \dots, L son cantidades conocidas.

Del sistema (16) se deduce inmediatamente el valor mas probable de z_0 :

$$z_0 = \frac{(z_1 + z_2 + z_3 + \dots + z_n) - (A + B + C + \dots + L)}{n} \quad (17)$$

En realidad conviene siempre determinar por separado las coordenadas x_0, y_0 del epicentro y la profundidad hipocentral z_0 . Caso de haberse resuelto el sistema de ecuaciones (13) y aunque se haya ya determinado el valor de z_0 , debe seguirse el procedimiento que acaba de explicarse para obtener por medio de la fórmula (17) un nuevo valor de z_0 , que será mas aproximado que el primero.

En muchos casos las observaciones macrosísmicas permiten determinar la posición del epicentro, para lo cual basta conocer el trazado de la isosista de grado máximo o circunstancias particulares del fenómeno, que no dejen lugar a duda acerca de cual es la posición del epicentro. Situándolo en un mapa y eligiendo un sistema de ejes rectangulares, que pueden ser las proyecciones sobre el geoide de un paralelo y meridiano que se crucen en un punto próximo a aquel y la vertical que pase por este origen, se podrán medir las coordenadas x_0, y_0 epicentrales.

Las distancias epicentrales $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3, \dots \Delta_n$ se pueden entonces medir en el mapa o calcularlas por la sencillísima fórmula:

$$\Delta = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2} \quad (18)$$

en que x, y son las coordenadas de la Estación de que se trate.

El valor mas probable de la hora focal del sismo t_0 se halla por medio de las fórmulas:

$$t_0 = t_1 - \tau \quad \text{y} \quad \tau = \frac{\frac{1}{v^2} \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i} \quad (19)$$

y el de la profundidad hipocentral z_0 por medio de la siguiente:

$$z_0 = \sqrt{\frac{\sum v^2 (t_1 - t_0)^2 - \sum \Delta_i^2}{n}} \quad (20)$$

La hora epicentral T del sismo se obtiene por la misma fórmula (15) del caso general.

Si se conocen solamente las horas t_1 y t_2 de \bar{P} , registradas en dos Estaciones situadas a las distancias epicentra-

les Δ_1 y Δ_2 , la profundidad hipocentral se halla por la fórmula

$$z_0 = \sqrt{\left(\frac{\Delta_2^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_2^2}{2 v \tau_2} \right) - \Delta_1^2} \quad (21)$$

en que $\tau_2 = t_2 - t_1$.

Si se conoce la hora epicentral, entonces el dato de una sola Estación basta para determinar la profundidad hipocentral :

$$z_0 = \frac{\Delta^2 - v^2 \tau^2}{2 v \tau} \quad (22)$$

en que Δ es la distancia epicentral de esa Estación y τ la diferencia entre la hora de \bar{P} en ella registrada y la epicentral.

La profundidad focal puede también hallarse gráficamente mediante el trazado de la dromocrónica. Para ello se elijen dos ejes rectangulares: sobre el horizontal o de las x se toman en una escala cualquiera las distancias epicentrales y sobre el vertical las horas de \bar{P} registradas y referidas a otra cualquiera tomada como origen. Trátándose de sismos volcánicos que se registran a pequeñas distancias, se pueden tomar los segundos iguales a uno o medio milímetro y los 100 kilómetros de distancia epicentral iguales a dos o cuatro centímetros. De este modo el trazado gráfico resulta bastante claro y la figura no ocupa mucho espacio. Una vez calculadas las distancias epicentrales se marcan los puntos que tienen estas distancias por abscisas y las horas de \bar{P} por ordenadas. Uniendo estos puntos por un trazo continuo se obtendrá la dromocrónica (fig. 3). Si se tienen bastantes datos de observación y estos son muy precisos la dromocrónica se puede trazar con suficiente exactitud y esta curva presenta un punto de inflexión a una cierta distancia epicentral Δ_m que depende de la profundidad del sismo.

En otro trabajo (8) hemos dado una fórmula muy sencilla.

$$\operatorname{tg} \frac{\Theta}{2} = 0,35205 \sqrt{h} \quad (22)$$

que expresa la relación entre la profundidad hipocentral h , referida al radio medio de la Tierra R tomado como unidad, y la distancia epicentral Θ expresa en arco de círculo máximo terrestre.

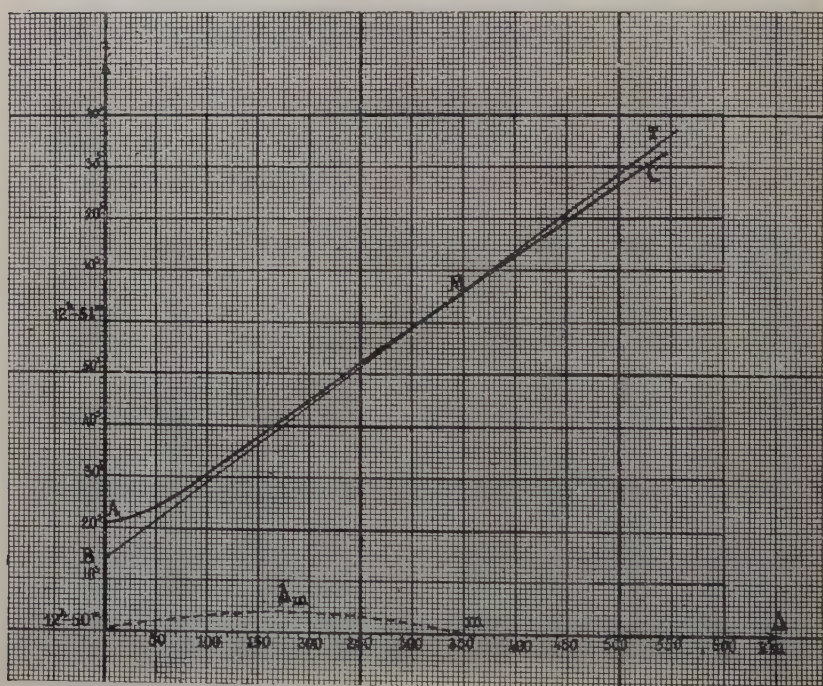


Fig. 3.— Determinación de la profundidad hipocentral por la drocromónica $A M C$ de las ondas $P. B M T$, tangente en el punto de inflexión M . $\Delta_m = 355$ kilómetros, distancia epicentral del punto de inflexión, a la que corresponde la profundidad hipocentral de 40 kilómetros. Hora epicentral del sismo (punto A), $12^h - 50^m - 21^s$; hora focal (punto B), $12^h - 50^m - 14^s$. Intervalo entre ambas, 7 segundos, al que corresponde la profundidad hipocentral $7 \times 5,7 = 39,9$ kilómetros. La distancia epicentral Δ_m del punto de inflexión se halla con alguna incertidumbre por tener una parte común la curva drocromónica $A M C$ y la tangente $B M T$.

La tabla siguiente da los valores de las distancias epicentrales del punto de inflexión de la dromocrónica, correspondientes a los de h de kilómetro en kilómetro.

Pro- fundidad hipocen- tral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Pro- fundidad hipocen- tral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Pro- fundidad hipocen- tral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km	Pro- fundidad hipocen- tral h Km	Distancia del punto de inflexión Δ_m Km
1	56	16	225	31	312	46	381
2	79	17	232	32	317	47	385
3	97	18	239	33	322	48	389
4	112	19	245	34	327	49	393
5	126	20	251	35	332	50	397
6	135	21	258	36	337	51	401
7	150	22	265	37	342	52	405
8	158	23	270	38	347	53	409
9	168	24	276	39	351	54	413
10	178	25	281	40	356	55	417
11	187	26	287	41	360	56	420
12	195	27	292	42	364	57	424
13	202	28	297	43	368		
14	210	29	302	44	373		
15	218	30	308	45	377		

Estos valores de la tabla han sido calculados por medio de la fórmula (22), que, aun siendo aproximada, dá resultados muy aceptables, pues comparados las distancias epicentrales de la precedente tabla con los obtenidas por otros procedimientos más complicados por los Prof. A. (9) y S. (10) MOHOROVICIC, para profundidades hipocentrales inferiores a 25 kilómetros, se advierte que coinciden exactamente o difieren tan solo en un kilómetro.

No hay que decir que en el caso de sismos volcánicos en que se trata de débiles profundidades, a veces, como en el ejemplo antes citado, inferiores a un kilómetro, las cifras de la tabla precedente pueden considerarse como exactas, en la práctica.

A la profundidad de 5 kilómetros la distancia epicentral del punto de inflexión es de 126 kilómetros y como para obtener con precisión dicho punto hay que suponer trazada la curva hasta distancias mucho mayores, en la práctica habrá que contar con los datos de observación de Estaciones situadas hasta doscientos kilómetros, lo que supone que la sacudida ha de ser de relativa intensidad. Para profundidades hipocentrales inferiores a un kilómetro, como en el sismo volcánico de 15 de octubre 1911, que hemos tratado como ejemplo precedentemente, la distancia epicentral del punto de inflexión será inferior a 56 km, de modo que no hará falta contar con observaciones en Estaciones tan alejadas del epicentro, pero como en este caso, a igualdad de energía, la sacudida se registra a tanto mayor distancia, cuanto mayor es la profundidad del foco, resulta que las circunstancias se compensan de este modo y hará falta contar con observaciones registradas por sísmógrafos de gran amplificación.

Cuando en un sismo se conozca la hora de \bar{P} registrada en una Estación muy próxima al epicentro, por ejemplo, a menos de 5 a 6 kilómetros, podrá prolongarse la dromocrónica hasta que corte al eje de los tiempos Ot . La hora correspondiente a este punto de intersección A y que se lee en la gráfica será la del sismo en el epicentro. De igual modo la hora del punto B en que la tangente en el punto de inflexión M corta al eje Ot es la hora inicial del sismo en el foco. La diferencia entre ambas horas o sea el intervalo AB medido en la gráfica será el tiempo que han tardado las ondas \bar{P} en recorrer la vertical sísmica o sea la profundidad hipocentral h . Multiplicando, pues, ese intervalo, expresado en segundos, por la velocidad de las ondas \bar{P} , tendremos la profundidad hipocentral.

En los sismos tectónicos se puede tomar como velocidad media de las ondas P para este cálculo un valor de 5,6 o 5,62 km/seg, pues en la capa superior de la corteza la velocidad v de las ondas crece de un modo continuo desde $v = 5,55$ á $v_{57} = 5,7$ km/seg, según ya hemos dicho.

Aplicado este procedimiento al sismo de la Europa Central de 16 de noviembre de 1911, nos ha dado un valor de $h = 37,1$ km, en tanto que el Prof. S. MOHOROVICIC ha obtenido el de 38 ± 2 km. Como se vé la coincidencia no puede ser mejor.

Tratándose de sismos volcánicos en que las profundidades son muy pequeñas habría que tomar como valor medio de v el de 5,55, que tienen dichas ondas en la superficie terrestre y en el caso de tratarse de focos muy superficiales y la propagación se hiciera solo por los estratos sedimentarios, habría que emplear un valor medio de v deducido experimentalmente por las observaciones registradas en distintas clases de terreno. Indublemente este procedimiento experimental sería muy indicado y para obtener las cifras correspondientes se podrían efectuar estudios por medio de sismos originados por explosiones, como se utilizan en los trabajos de prospección sísmica del subsuelo.

Otro procedimiento de determinación de la profundidad hipocentral, que hemos aplicado con éxito satisfactorio al sismo de Melilla de 9 de julio de 1923, (11) de foco submarino y cuya profundidad era de 26 kilómetros, es el que se basa en los intervalos de las fases registradas en el sismograma. Si disponemos de sismógrafos de gran amplificación y situados a la proximidad del foco, las gráficas obtenidas y amplificadas fotográficamente pueden permitirnos el análisis de los sismogramas y la determinación precisa de los impulsos que corresponden a las ondas longitudinales directas y reflejadas. Amplificado el sismograma considerablemente se podrán obtener los intervalos entre cada dos fases con gran exactitud, en décimas y hasta en centésimas de segundos. No importa que no se conozca exactamente el estado del reloj o la paralaje de la pluma

inscriptora, pues solo se miden los intervalos entre cada dos fases. Comparando los intervalos medidos en la grafica con los que dan las tables de A. MOHOROVICIC (12) para diversas profundidades del foco se podrá obtener por interpolación proporcional un valor de la profundidad para cada intervalo medido en el sismograma. El promedio de todos los hallados se considerará como el valor mas probable de tan importante coordenada. Este procedimiento da grandes resultados en los sismos tectónicos, en que las profundidades pueden ser relativamente considerables, ya que las tablas de A. MOHOROVICIC (12) están calculadas para los cuatro valores de h 0,25,45 y 57 kilómetros. Para los sismos volcánicos o de hundimiento en que la profundidad es pequeñísima, y a veces inferior a un kilómetro, habría que construir tablas análogas a las del Prof. A. MOHOROVICIC, para profundidades por ejemplo, de 1, 2, 3, 4 y 5 kilómetros. En la actualidad no se dispone de tales datos, pero no hay dificultad técnica en obtenerlos aun recurriendo al método experimental, por medio de sismos artificiales.

El conocimiento de las horas a que se registran las ondas P y S de un sismo puede servir también como hemos demostrado en otros trabajos (13, 14) para localizar el foco sísmico, pero tratándose de sismos volcánicos, que se registran a pequeñas distancias, no se podrá contar con las horas de las ondas P que no aparecen hasta los 180 o 200 km del epicentro, y sólo en sacudidas especiales y tratandose de sismografos de gran amplificación se podrá contar con suficientes horas de las ondas S.

Como se vé por lo expuesto precedentemente, la Sismología instrumental da los medios de localizar, con suficiente precisión el foco de una sacudida, de modo que si en las proximidades de una zona volcánica, se estableciera una red de sismógrafos de gran amplificación, distribuidos de modo que se tuvieran observaciones a distancias escalonadas, desde unos pocos kilómetros hasta doscientos, el analisis de los sismogramas registrados permitiría determinar el foco de cada una de las numerosas

sacudidas que preceden y acompañan a las erupciones volcánicas. De este modo no solo se seguiría paso a paso el proceso de tan misterioso fenómeno, sino que podríamos ir observando el trayecto que el foco recorre al aproximarse a la superficie terrestre. Combinadas estas observaciones sísmicas con las efectuadas en el terreno, se podrían deducir conclusiones muy importantes acerca de la composición de los magmas a distintas profundidades y condiciones físicas y químicas del fenómeno en sus distintas fases.

Estas consideraciones nos han animado a escribir la presente Nota seguros de que la Sección internacional de Vulcanología, comprendiendo la importancia de este estudio sísmico de las erupciones volcánicas, tomará la iniciativa de efectuar algún ensayo en una región volcánica determinada, como la del Vesubio, por ejemplo, y el resultado de esta investigación contribuiría seguramente a conocer mejor el dinamismo de este importante fenómeno que a diario pone en conmoción las capas superficiales de la Tierra y hasta en puntos determinados varia la forma del relieve del suelo.

Nota Bibliográfica

1. A. HEILPRIN. — *Mont Péle and the Tragedy of Martinique*. Philadelphia, 1913.
2. A. SIEBERG — *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*. Jena, 1923.
3. V. INGLADA. — *Nuevas fórmulas para abreviar el cálculo de la profundidad aproximada del foco sísmico por el método de Kövesligéthy y su aplicación a algunos temblores de tierra*. Madrid, Instituto Geográfico, 1923.
4. A. SIEBERG. — *Ueber die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke*. Beiträge zur Geophysik. XI, 2-4, 231-235.
5. E. JANOSI. — *Bearbeitung makroseismischer Eräbeben*. (Die Erdbeben in Ungarn in Jahre 1906, pág. 83-88).
6. A. SIEBERG und G. KRUMMBACH. — *Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28 Januar 1926*. Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena, herausgegeben vom Direktor Oskar Hecker, Heft 6, Jena, 1927.

7. A. RICCÒ. — *Fenomeni geodinamici consecutivi alla Eruzione Etna del Settembre 1908*. Boll. Soc. Sism. Ital. Vol. XVI. Quad. I-II, Modena, 1912.
8. V. INGLADA. — *Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de la sacudida por medio de las horas del principio de los sismogramas registrados en varias Estaciones próximas*. Revista de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, Tomo XXII, cuaderno IV, pág. 523-92.
9. A. MOHOROVICIC. — *Das Beben vom 8. Oktober 1908*. Jahrbuch des meteorol. Observatoriums Zagreb für 1909.
10. S. MOHOROVICIC. — *Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe eines Bebens von der Entfernung des Inflexionspunktes der primären Laufzeitkurve*. L. Mitteilung: Die Ausbreitung der Erdbebenstrahlen in den obersten Schichten der Erde. Beiträge zur Geophysik. 13, 217-240, 1914.
11. V. INGLADA. — *Procedimientos expeditos de localización de focos sísmicos*. Memorias de la Real Sociedad española de Historia Natural Tomo XIII, Memoria 3ª pag. 203-247, 1927.
12. TABLES DE A. MOHOROVICIC. — *Publications du Bureau cent. sism. int.* Série A. Travaux scientifiques. Fascicule num. 3, 1925.
13. V. INGLADA. — *Contribución al estudio del sismo pirenaico (canal de Berdún) de 10 de julio de 1923. Cálculo de sus coordenadas focales y de la hora de la sacudida principal y en el epicentro*. Memoria presentada a la Real Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid en octubre de 1926.
14. V. INGLADA. — *Cálculo de las coordenadas del foco y del instante inicial de un sismo por medio de las horas de las ondas \bar{S} registradas en las Estaciones próximas*. Memoria presentada a la Real Academia de Ciencias de Madrid en marzo de 1927.

Les Volcans de la Région centrale de l'Espagne

(avec 4 Planches)

I. — CARACTÉRISTIQUE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Situation du territoire volcanique. — L'un des plus importants districts de volcans éteints de la Péninsule Ibérique est celui situé dans la région centrale (Nouvelle-Castille), territoire de la province de Ciudad-Real, dans le bassin du Guadiana.

Ce district éruptif est constitué par un ensemble d'appareils volcaniques, en général ruinés et érodés, et par des émissions de laves, répandus les unes et les autres au travers de la région connue sous le nom de « Campos de Calatrava » sur une étendue d'environ 60 kilomètres de l'Est à l'Ouest sur 80 du Nord au Sud. Les hauteurs de cette région sont comprises entre 550 mètres, niveau du lit du Guadiana, et 800 mètres, car il est très peu d'élévations qui dépassent cette dernière altitude.

La concentration maximum de gisements de matériaux volcaniques se trouve à l'Ouest et au Sud de Ciudad-Real, les cônes et les émissions de laves apparaissant disséminés vers le Sud.

Le district volcanique des « Campos de Calatrava » se termine vers le Sud par quelques restes de cônes d'éruption et de masses de lave dans la Sierra Madrona, sur les limites des provinces de Ciudad-Real, Cordoba et Jaén, à la ligne de partage des eaux du bassin du Guadiana d'avec celui du Guadalquivir.

Constitution géologique de la région. — Toute la région dans laquelle se trouvent les manifestations volcaniques que nous étudions correspond stratigraphiquement au Si-

lurien inférieur, ou Ordovicien, constitué presque exclusivement par deux types de roches, à savoir: les quartzites à *Bilobites*, équivalentes au grès armoricain, et les schistes silicéo-argileux du niveau des schistes à *Calymene*.

Uniquement dans le bassin synclinal de Puertollano, en transgression sur les quartzites siluriennes, apparaît le Carbonifère du Stéphanien avec d'abondants couches de houille et de nombreuses espèces fossiles de la végétation caractéristique de ce niveau stratigraphique; on observe aussi quelques intercalations des couches marines entre les dépôts carbonifères de faciès terrestre.

Il existe à la superficie des vallées, des dépôts quaternaires constitués par des alluvions fluviales (comme il en arrive dans le synclinal de Puertollano — qui recouvrent la plus grande partie du terrain houiller.

Les dépôts du Néogène continental, qui occupent une si vaste étendue il ont une si grande importance dans la Nouvelle-Castille, région de la Manche, restent confinés à l'Est des gisements volcaniques.

Relief de la région volcanique. — Considérée au point de vue topographique, la région constitue une pénéplaine dans laquelle se détachent sous d'âpres reliefs les quartzites, tandis que les plaines et les vallées correspondent en termes généraux aux zones de schistes. D'où il s'ensuit que le relief est le résultat de la résistance inégale des matériaux lithologiques à l'érosion, bien que l'on doive admettre, d'une certaine façon, un rajeunissement des formes orographiques causé par des mouvements de diastrophisme durant l'époque tertiaire.

Tectonique et Orogénie. — Tous les terrains paléozoïques qui constituent la région se trouvent très fortement plissés, et l'on observe fréquemment dans les quartzites de beaux et pittoresques exemples de plis anticlinaux et synclinaux.

La direction générale des plis est orientée du Nord-Ouest au Sud-Est, c'est-à-dire que ceux-ci correspondent à la vieille chaîne *Hispanique*, d'époque orogénique hercynienne.

Outre le plissement signalé, on s'aperçoit que toute la région se trouve disloquée et coupée par des failles offrant deux directions prédominantes : dont l'une qui domine d'E. N. E. à O. S. O., et l'autre qui coïncide avec celle des *Hispanides* au plissements hercyniens.

Il est difficile de déterminer l'âge de ces fractures, les unes pouvant être considérées comme conséquence de mouvements hercyniens posthumes, et les autres, probablement comme conséquence de mouvements de décompression alpins posthumes.

L'histoire géotectonique de la région peut être synthétisée dans les termes suivants : 1^o mouvements orogéniques hercyniens qui produisirent les plissements des *Hispanides* en direction Nord-Ouest à Sud-Est, à une époque post-Wesphalienne, car le Stéphanien de Puertollano est en transgression sur le Silurien plissé ; 2^o mouvements de décompression hercyniens postumes qui causèrent des dislocations en faille et des plissements d'un âge Permo-triasique, puisque le Trias est horizontal sur de grandes extensions dans des territoires voisins affectés par les mêmes mouvements que ceux de la région volcanique en question ; 3^o période de glyptogénèse pendant le Mésozoïque et le Paléogène ; 4^o influence des mouvements de décompression alpins posthumes, qui provoquèrent aussi des fractures et des failles. La conséquence de ces derniers mouvements a été, à mon avis, la production du volcanisme des « Campos de Calatrava ».

II. — LES VOLCANS ET LES MATERIAUX VOLCANIQUES.

Grandeur des volcans et des courants de lave. — Les volcans de la région des « Campos de Calatrava » ne constituent point de grands appareils d'éruption ni de montagnes importantes, mais seulement de petits cones et des coulées de laves d'une ampleur non très considérable, de 8 à 10 kilomètres les plus étendus. Parmi les appareils éruptifs, citons le volcan de Piedrabuena, l'un des plus grands, qui a une hauteur de 160 mètres sur 4 kilomè-

tres de diamètre à la base, mais en général, ceux des environs de Ciudad-Real n'atteignent guère une centaine de mètres, leur élévation la plus courante étant de 50 ou 60 mètres.

Ce qui abonde le plus dans la région ce sont de petits cônes de scories et de laves compactes de quelques dizaines de mètres de hauteur. Les recouvrements de laves basaltiques d'une étendue moyenne de 2 à 4 kilomètres y sont aussi très répandus.

Situation topographique et tectonique des volcans. — La situation des cônes et des matériaux volcaniques ne garde aucun rapport avec la topographie de la région ; nous nous empressons de faire remarquer que le réseau hydrographique et le relief actuel se trouvaient déjà presque formés, dans leur disposition présente, à l'époque où le volcanisme surgit dans le pays. Quelques cônes sont situés sur les sommets des coteaux de quartzites, tel que celui de Peñarroya, (Pl. III) à l'Ouest de Ciudad-Real ; d'autres occupent les vallées ou s'élevèrent sporadiquement dans la plaine.

On ne constate non plus d'alignements volcaniques le long de lignes montagneuses. Ce qu'il y a de caractéristique c'est l'irrégularité ou sporadicité de la situation des appareils volcaniques, et le fait que chaque volcan est en général le résultat d'une seule éruption.

Constitution pétrographique. — La constitution pétrographique des laves de la région est assez uniforme, elle est formée de deux types lithologiques : des basaltes néphéliniques et des basaltes typiques de labradorite.

Les gisements de basalte compact sont très nombreux ; ce basalte est exploité en carrières (Pl. II) et utilisé pour la fabrication de pavés employés pour l'empierrement de routes et le pavement de rues dans les villes, même à Madrid où on les transporte malgré la distance qu'il y a entre la capitale et les gisements.

Matériaux volcaniques. — Ces matériaux sont très variés. Quelques-uns des cônes sont en laves et à noyau de basalte compact ; ils ne se détachant que peu sur le terrain et apparaissent comme des dômes de très faible hauteur, connus dans le pays sous le nom de *cabezos* (calottes), (Pl. I) sans trace de dépression du cratère.

D'autres cônes sont constitués par des scories et des lapillis, avec des coulées de laves. Il en est, qui ne consistent simplement qu'en des entassements coniques ou allongés de scories.

On y trouve des volcans, tel que celui de Malos Aires dont le cratère est occupé par un petit lac ; les rebords de cet volcan en sont constitués par des scories et des cendres avec un coulée de lave d'environ 5 kilomètres de longueur.

On rencontre de nombreuses extensions de terrain occupées par des laves scoriacées et cordées sans indices de cône ou d'ouverture d'où elles pourraient provenir. On y trouve aussi en abondance des espaces occupés par des lapillis et des cendres, actuellement décomposés en produits argileux qui constituent d'excellents champs de culture.

Types d'éruptions. — La première observation que suggère la distribution topographique des volcans et la nature des matériaux dont chacun est formé, c'est que les manifestations éruptives eurent lieu, non sur les mêmes points comme conséquence de diverses éruptions d'un même volcan ; mais qu'en général chaque éruption se fraya un passage par un endroit différent, en édifiant soit un petit cône de scories, soit un dôme de laves homogènes ou un courant de lave plus ou moins étendu ; l'éruption une fois terminée, la suivante se fraya passage par un lieu distinct.

Les éruptions du genre des *cabezos* (calottes) semblent correspondre au type de volcans homogènes ; les laves jaillirent à l'état visqueux, s'accumulèrent autour de l'ouverture de sortie et finirent par la boucher.

D'autres cônes semblent s'être édifiés comme conséquence d'une éruption de type strombolien, ainsi que le prouve l'abondance de laves scoriacées, de bombes et de masses de scories et de lapillis qui forment le cône, celui-ci présentant en général la trace de la dépression cratérienne.

Il dut également se produire des éruptions de type volcanien, avec émission de puissantes nuées et de masses de cendres qui, décomposées aujourd'hui en produits argileux, recouvrent certains territoires d'une couche atteignant jusqu'à 12 mètres d'épaisseur, ainsi qu'on le constate à l'ouverture de quelques puits entre Cindad-Real et Miguelturra, dans lesquels l'eau jaillit de la zone de contact de l'ancien sol de schistes ou de quartzites siluriennes avec la masse argileuse provenant de l'altération des cendres et des lapillis.

Manifestations volcaniques actuelles. — L'activité volcanique du district éruptif des « Campos de Calatrava » est exclusivement réduite aujourd'hui à des émanations d'acide carbonique, qui accompagnent souvent les eaux de sources, et d'autres fois se décagent par des crevasses du terrain.

Les émissions de gaz carbonique dans les sources de la région ont lieu dans de telles proportions que la plupart de celles-ci en sont chargées et sont venues à constituer les sources et les établissements balnéaires connus dans le pays sous le nom de *hervideros* (bouillonnements) par suite du dégagement constant et tumultueux du gaz dans l'eau. Comme exemple d'émissions par des crevasses on peut citer la située près du village de La Granatula.

Age des volcans. — Il a été impossible de reconnaître jusqu'à présent les relations qu'ont les matériaux volcaniques avec le Néogène de faciès continental situé sur le bord oriental de la région volcanique, mais une heureuse trouvaille de fossiles de Mammifères, en rapport avec les matériaux provenant des éruptions, m'a permis d'établir l'une des limites de l'âge de quelques-unes de celles-ci :

Le Guadiana s'écoule à l'Ouest de Ciudad-Real entre deux volcans, dont l'un, situé sur la rive gauche, est un cône de laves et de scories, avec grande abondance de lapillis, connu sous le nom de Cabezo de Hierro ; l'autre, immédiat, est situé sur la rive droite du fleuve ; le cratère en est bien conservé et la coulée de lave qui en est émané est arrivé jusqu'à un kilomètre du lit actuel du Guadiana. L'espace occupé par la vallée du fleuve entre les deux volcans (au-dessous des alluvions récentes), est constitué par une couche de lapillis basaltiques qui, parfois, affleurent à la surface et se trouvent très altérés dans les zones hautes, mais peu décomposés en profondeur ; cette couche de lapillis qui, indubitablement, doit provenir des volcans immédiats, a une épaisseur de 2,30 mètres. Au-dessous de celle-ci il s'en trouve une autre couche de calcaires tuffier de formation subaérienne qui atteint jusqu'à un mètre et demi d'épaisseur. Enfin, il existe au-dessous du tuf calcaire une épaisse couche d'alluvions et de graviers du fleuve, dont je n'ai pu reconnaître la limite inférieure.

En creusant un puits dans le terrain que nous venons de décrire, on a trouvé dans les alluvions inférieures, et par conséquent au-dessous de la couche de lapillis et de tufs calcaires, divers restes fossiles et des molaires appartenant aux espèces suivantes : *Elephas meridionalis* Nesti, *Hippopotamus amphibius major* Ovven, *Cervus* sp. et *Equus* sp., fossiles qui correspondent au Quaternaire ancien, bien déterminé surtout par les molaires d'*Elephas meridionalis*. Ce fait donne à la couche de lapillis et aux volcans dont elle provient, un âge postérieur au Quaternaire ancien, à en juger aussi par l'existence de la couche de calcaires tuffiers intercalée entre les lapillis et les alluvions fossilifères, couche de tufs calcaires que nous considérons comme de formation interglaciaire. J'en déduis qu'un certain nombre des volcans de Ciudad-Real remontant au Quaternaire moyen et probablement quelques-uns au Quaternaire supérieur, et même appartiennent au commencement de l'époque actuelle, tels que les entassements

de scories parfaitement inaltérées qui constituent le volcan de La Cruz, près de la localité d' Alcolea de Calatrava. (Pl. III).

Il ne m'a pas été donné jusqu'à présent de pouvoir déterminer l'âge des éruptions les plus anciennes, mais j'estime qu'elles doivent être de l'époque du Pliocène, et en tout cas, comme les plus anciennes, remonter à la fin du Miocène.

III. — ENUMÉRATION DES LOCALITÉS ET DES GISEMENTS VOLCANIQUES.

1. *Tache basaltique de la route de Ciudad-Real à Tolède.* — Couverture de laves basaltiques située au Nord de Ciudad-Real, à environ 5 kilomètres près de la rive gauche du Guadiana. La plus grande tache mesure à peu près 3 kilomètres de diamètre et se trouve située du côté gauche de la route; la plus petite n'a qu'un kilomètre de diamètre et se trouve à droite de la route.

2. *Cabezo de Palos.* — Couverture de laves basaltiques sur une zone d'environ 5 kilomètres de long sur 4 de large, située à 2 kilomètres à l'Ouest de Ciudad-Real, entre la ville et le Guadiana et qui présente au centre une élévation en forme de dôme d'environ 70 mètres de hauteur, au haut de laquelle la dépression laissée par le cratère se trouve à peine marquée. Il existe aussi vers l'Ouest deux petites taches basaltiques détachées de la tache principale, mais immédiates à celle-ci.

3. *Cabezo de Hierro.* — Cône volcanique d'environ 50 mètres de hauteur et d'un kilomètre de diamètre à la base. Il est constitué par des laves compactes et des scories, et situé à l'Ouest de Ciudad-Real à environ 6 kilomètres de cette ville dans l'angle que forment la route et le Guadiana. (Pl. I et II).

4. *El Arzollar.* — Masses basaltiques situées sur le versant Nord de la Sierra de Alarcos, à 6 kilomètres à l'Ouest de Ciudad-Real. (Pl. IV).

5. *Cabezo Mesado*. — Dôme de laves d'une très faible hauteur et d'un kilomètre de diamètre à la base. Toute la surface en est convertie en produits terreux et destinée à la culture des céréales. Ce dôme est situé au Nord de Ciudad-Real.

6. *Cabezo Gimeno*. — Dôme bas de laves ayant un kilomètre et demi de diamètre à la base et situé à 6 kilomètres au Sud de Ciudad-Real et à 3 au S.S.O. de Miguelturra.

7. *Cabezo del Aljibe*. — Dôme très bas de laves basaltiques, d'un diamètre d'un kilomètre à la base ; il est situé à 7 kilomètres au S.S.E. de Ciudad-Real et à 3 de Miguelturra.

8. *Masses basaltiques de Poblete*. — Petits restes de laves, la plus grande de ces masses mesure environ 800 mètres de diamètre et la plus petite 400 ; elles sont situées à 7 kilomètres au S.S.E. de Ciudad-Real, au Sud de la Sierra de quartzites siluriennes d'Alarcos et respectivement à l'Ouest et à l'Est du village de Poblete.

9. *Cabezo Seguro*. — Cône volcanique de laves et de scories au pied duquel se trouve un courant lavique qui s'étend sur 2 kilomètres environ. Il est situé sur la rive gauche du Guadiana à 12 kilomètres au S.O. de Ciudad-Real.

10. *Cabezo Pardo*. — Cône cupuliforme de laves et de basaltes près de la voie ferrée de Ciudad-Real à Badajoz, à 13 kilomètres au S.S.O. de la première de ces villes.

11. *Las Porras*. — Cône cupuliforme de laves et de scories dans les alentours du village de Picon, près de la rive droite du Guadiana.

12. *La Arzollosa et Peñas Negras*. — Ces deux masses forment ensemble une tache volcanique dans laquelle La Arzollosa correspond à un cône bas et très détruit, et Peñas Negras à un courant de laves. Les deux masses occupent ensemble une zone elliptique dont les axes sont de 3 et 4 kilomètres, située entre les localités de Picon et Alcolea de Calatrava.

13. *Cabezo de Galiana*. — Dôme de laves qui s'étend sur un kilomètre près de la rive droite du Guadiana, à 10 kilomètres à l'Ouest de Ciudad-Real.

14. *Volcan de la Higuera*. — Cône avec courant de lave et dépression du cratère en forme de fer à cheval ouvert sur le Nord : il est constitué par des scories, des tufs de lapilli et des cinérites, et s'étend sur un kilomètre et demi, tout près de l'antérieur et à 3 kilomètres à l'Est de la ville d'Alcolea de Calatrava.

15. *Volcan de La Cruz*. — Masse oblongue de scories de 200 mètres de long sur 30 de haut environ. Elle présente l'aspect d'une formation récente et se trouve située près de la localité d'Alcolea de Calatrava. (Pl. III.)

16. *Volcan de Peñarroya*. — Masse de scories couronnant un coteau de quartzites s'élevant à 180 mètres au-dessus de la plaine. Les rebords du cratère se trouvent très détruits par l'érosion. Une zone de lapillis s'étend autour des restes du cône volcanique. Ce volcan est situé à 4 kilomètres au Sud d'Alcolea de Calatrava. (Pl. III.)

17. *Masse lavique del Vado de la Higuera*. — Petit reste de courant de lave, près du Guadiana, sur la rive droite de ce fleuve et à 7 kilomètres au Nord de Corral de Calatrava.

18. *Volcan de Malos Aires*. — C'est le volcan le plus complet de la région de Ciudad-Real. Le cratère est ouvert près de la crête de quartzites de la Sierra de las Medias Lunas, à côté du pic de Malos Aires d'une altitude de 780 mètres. Le bord du cratère est à 360 mètres d'altitude et à 80 au-dessus du niveau du Guadiana, il est constitué par des cinérites et des scories. Le fond du cratère est occupé par une lagune d'environ 500 mètres de diamètre qui se dessèche en été. Un courant de lave où l'on trouve de nombreux et grands cristaux isolés d'augite, descend jusque près du fleuve et s'avance vers la localité de Valverde de Calatrava en partie construite sur les laves ; ce courant a une longueur de 5 kilomètres.

19. *Volcan de Piedrabuena*. — Situé près de la localité de Piedrabuena et au Nord de celle-ci. Il constitue une

grande masse de laves et de scories s'étendant sur 4 kilomètres, et d'une élévation de 160 mètres au-dessus de la plaine. La dépression du cratère se trouve près du sommet et est ouverte sur le Sud-Ouest.

20. *Cerro del Castillejo*. — Petite masse cupuliforme de laves d'où s'échappe un courant lavique de peu de longueur. Elle est située près de Puertollano et traverse le terrain houiller; les dikes et les couches inférieures sont-ils interstratifiées avec le Carbonifère.

21. *La Valona*. — Petite masse de lave, reste d'un courant situé à un kilomètre de l'antérieure, également dans le bassin carbonifère de Puertollano.

Autres localités volcaniques. — Outre les gisements volcaniques que nous venons d'énumérer, il en existe d'autres, cônes et masses laviques qui leur ressemblent dans les localités suivantes de « Campos de Calatrava », et qui sont encore en étude, à savoir : Almagro, Valenzuela, Granátula de Calatrava, Balneario de la Fuensanta, Villar del Pozo, Ballesteros de Calatrava, Argamasilla de Calatrava, Villamayor de Calatrava (Pl. II), Almodovar del Campo (Pl. IV), Pozuelo de Calatrava, Cabezarcados, Retama, Mestanza, Villanueva de San Carlos, San Lorenzo et El Hoyo.

IV. — BIBLIOGRAPHIE

La bibliographie de la région volcanique des « Campos de Calatrava » est très réduite; nous donnons ci-dessous la liste de publications dans l'ordre chronologique de celles-ci :

1844. — EZQUERRA DEL BAYO, Joaquin. — « *Basaltos* ». — Seminario Pintoresco. Madrid (Article de divulgation avec indications de l'existence de basaltes et de volcans éteints dans la province de Ciudad-Real).
1844. — MAESTRE, Amalio: « *Observaciones acerca de los terrenos volcanicos de la Península* ». — Boletín Oficial de Minas. Madrid.

1880. — QUIROGA, Francisco: « *Estudio micrografico de algunos basaltos de Ciudad-Real* ». — Anales de la Sociedad Española de Historia Natural. Madrid.
1880. — CORTAZAR, Daniel: « *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad-Real* ». — Boletín de la Comision del Mapa geológico. Tome VIII. Madrid (Enumération de gisements volcaniques dans cette province et description morphologiques de quelques-uns d'entre eux).
1920. — GONZALES REGUERAR, Ramón: « *Estudio de algunas rocas basalticas de Ciudad-Real* ». — Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Tome XX. Madrid.
1921. — HERNANDEZ-PACHECO, Eduardo: « *El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad-Real* ». Tome Extraordinaire du 50^{ieme} anniversaire de la fondation de la Société Espagnole d'Histoire Naturelle. Madrid.

M. SAN MIGUEL DE LA CÀMARA

CATEDRÀTICO DE GEOGRAFIA FÍSICA Y GEOLOGIA EN LA UNIVERSIDAD
DE BARCELONA.

Catálogo de los Volcanes de la Provincia de Gerona

GRUPO DEL LLANO DE OLOT

Montolivet. Situado en el lado W. de la ciudad desde la cual aparece de forma cónica, como un cerro de unos 100 metros de altura ; su altitud es de 525 m. Por su lado Sur no destaca tan claramente porque se une a la loma sedimentaria que se llama Sierra de la Piña, formada por areniscas y conglomerados eocénicos con buzamiento al SW. Tiene crater lateral alargado, con su eje mayor de NW. a SE. y ocupa casi toda la vertiente W. ; sus bordes escotados en forma de herradura limitan una especie de barranco ; su anchura máxima no pasa de 250 m. En la cima hay una torre rodeada de profundo foso.

Sus erupciones son cuaternarias y estrombólicas, que lanzaron gran cantidad de lapilli, bombas de todos tamaños y formas, escorias y lava basáltica que corrió hacia el valle del Ridaura donde formó una potente colada que se une con la del Fluviá a unos dos kilómetros aguas abajo ; es muy probable que del volcan salieran tres coladas, correspondientes a otras tantas erupciones; la mas importante produjo la ya citada ; despues se formó otra relativamente reciente que produjo al Norte un malpais con hornitos y la última dió muy escasa lava que no se alejó apenas del crater.

Montsacopa. Tambien conocido por *San Francisco* entre los habitantes de Olot. Situado al Norte de la ciudad; es un hermoso volcan hemisférico, de contornos y pendientes muy regulares ; su altitud es de 530 mts. y se alza unos 80 mts. sobre la plaza de Olot. Tiene crater circular perfectamente conservado, de unos 100 mts. de diámetro y

15 de profundidad, a causa del relleno por deslizamiento de los lapillis y escorias y por el cultivo, que han cegado la chimenea; el borde del crater es plano, de unos cuatro metros de anchura, lo que permite recorrer comodamente toda la cima del cono; en uno de sus lados està edificada una ermita dedicada a San Francisco. Sus erupciones son tambien cuaternarias y estrombólicas; quizá no tuvo mas que un periodo eruptivo, que no debió emitir mucha lava la cual salió hacia Olot por su base; en cambio lanzó gran cantidad de lapilli y escorias que edificaron el cono actual. Por su lado E. se une con el de la Garrinada. El lapilli se explota con alguna actividad, explotación que va destruyendo la regularidad del volcan, y con el tiempo hasta el cerro mismo.

La Garrinada. Situado al NE. de la ciudad de Olot y a muy poca distancia de ella; la carretera que va a Bañolas passando por Castellfullit rodea su base por el SE. y NE.; es un cono de base casi circular, desbrechado y abierto hacia el S 15° E. La cima y vertiente SE. son irregulares, mientras que visto por el E. N. y W. aparece desde el llano como un cono perfectamente regular. Su altitud es de 530 mts. y su altura unos 125 m. sobre el llano del Fluviá en su lado E. Este volcan ha tenido por lo menos tres periodos de erupción, cada uno de las cuales ha dejado su crater; el correspondiente a la primera erupción, debió ser el mas bajo, casi circular, con diametro de 250 m. y situado a los 430 m.; sobre este, a los 460 y separado por un dique de basalto, está el segundo crater, bastante regular pero desbrechado por su lado S. de 200 m. de diámetro; por fin el tercero y mas alto, se abrió al N. y se conserva solo su borde S. Todas las erupciones de este volcan son cuaternarias como las de los demas volcanes y han emitido lavas fluidas basálticas, que han ido a engrosar la gran colada del Fluviá, bombas escorias y lapillis. Las dos últimas erupciones han debido dar poca lava, y la de la última debió salir solamente por la base del cono y por su lado E. Por el lado W. se une

a la base del otro volcan, Montsacopa, y en su ladera se encuentran muchos cristales y masas de augita, algunos de olivino, y fragmentos de feldespató.

GRUPO DE BATET

Las Bisarocas. Situado en la ladera N. de la sierra de Batet, casi enfrente de La Garrinada, a los 556 mts. de altitud y a 1 kilómetro de Olot. Forma un pequeño cerro adosado a la montaña, hacia la mitad de su vertiente Norte, que lleva en su cima una pequeña Torre: El crater es desbrechado y abierto al Norte.

Está formado por escorias basálticas y lapillis; de este crater salieron las lavas que bajan hasta el cauce del Fluviá, formando una colada de basálto grisáceo, con mucho olivino, cortada por el rio.

Can Barraca. Situado en la sierra de Batet al E. de la carretera de Olot a Santa Pau, a unos 2500 mts. de la ciudad. Forma un pequeño cerro adosado a la vertiente SW. de la citada sierra, a los 600 mts. de altitud y a unos 60' sobre la carretera. Esta constituido por escorias rojas y lapilli, y carece de crater; su erupción debió ser poco importante y no emitió, o muy poca, lava.

Pujalos. Situado en lo alto de la Sierra de Batet, a unos 6 kilómetros de Olot y 800 metros sobre el nivel del mar; es un cerro de unos 125 metros de altura, en cuya cima se ve un crater de poca anchura y profundidad. Esta formado por la acumulación de gran número de bombas de todos los tamaños, escorias y lapillis, y sus erupciones dieron origen a una colada que salió por su base y corrió rápidamente por la gran pendiente del terreno, hacia el valle del Fluviá.

Puig de la Garza. Situado al ESE del anterior y de análoga forma y tamaño, a unos 7 kilómetros de Olot. Posee crater desbrechado, abierto al WSW, y está formado como

el anterior por bombas, escoriaas y lapillis, y de él salió una colada lateral que corrió hacia el llano de Masandell.

GRUPO DE LA SIERRA DE AIGUA NEGRA

Aiguanegra. Situado a unos tres kilòmetros de Olot, en la ladera NW. de dicha sierra; forma un cerro cuya cima se eleva a 565 mts. y unos 150 sobre el llano del fluvià, pero que apenas si destaca de la montaña, como no sea por su color y naturaleza. Está constituido como todos los demás por lapillis y escorias; su crater reducido a una escavación poco profunda, abierta al NW, que parece desde lejos un torrente, cuyo fondo se llama Rech d' En Bartrina; por èl escapó una colada que fué a unirse con la que venía de llano de Olot y que ha cortado el Fluvià a pocos metros de su origen. No debió producir mas que una erupcion estrombólica.

Rapás. Situado en la misma sierra, pero en su cima, a unos cinco kilómetros de Olot y a 620 mts. sobre el nivel del mar. Sobresale muy poco del terreno sedimentario de la sierra y solo se aprecian dos crateres a modo de hondonadas o escavaciones del terreno, cerradas por una especie de muralla de escorias y lavas basálticas; sus erupciones emitieron lava que se derramó por la vertiente N. de la sierra, para unirse a la colada del llano del Fluvià.

Rapasot. Situado al lado del anterior de análogos caracteres, pero mas degradado y con colada que marchó en la misma dirección para engrosar la general del Fluvià.

Can Claperols. Situado en la misma sierra pero en su vertiente SE. a unos tres kilómetros de Olot; forma un pequeño cono de escorias y lapillis sin crater, que se toca en su base con el llamado.

Gredera de Claperols. Que no puede asegurarse si se trata solo de una acumulación de lapilli o si es un volcan muy

degradado. Las lavas de sus erupciones corrieron hacia el llano de Begudá, dode se unieron a las que venían de la parte alta de su valle, para formar la gran colada que termina en Castellfullit.

GRUPO DE BEGUDÀ

Puig Dolors. Situado en la parte alta del llano de Begudá, a la derecha del torrente, a media ladera y a unos mil metros de la iglesia del pueblo y 5 kms de Olot. Es un cerro cónico con crater hendido, abierto hacia el llano (W) y cerrado por el lado de la montaña; su altitud es de unos 550 mts.; está formado por lapilli y escorias, y su erupción lateral dió origen a la colada que llenó el torrente de Begudá para formar el actual llano; la cual se une a las que bajan de los volcanes de la sierra de Aiguaneegra y del Estany que unidas siguen hasta Castellfullit.

El Estany. Situado a la derecha de la carretera de Olot a Castellfullit por Begudá a unos 2 kilómetros de Olot, y a unos 500 metros al SE. de la ermita de San Cosme. Es un pequeño cerro que aparece al pie de la montaña, a los 560 metros sobre el nivel del mar. Tiene crater elíptico bastante amplio, su eje mayor mide 500 mts. en el borde superior y unos 100 en el fondo; debe su nombre, que quiere decir estanque o laguna, a que se inundaba facilmente cuando las grandes lluvias, pero los propietarios del terreno procuraron y consiguieron ya su desagüe. Está formado por escorias, bombas y lapillis; sus erupciones estrombólicas, como las de los otros, originaron una colada que se vierte hacia el llano de Begudá, donde se une con la del anterior.

Gredera de la Caña. Pequeño volcan muy degradado cortado por el camino que conduce, desde la carretera de Olot a Castellfullit, al parque o vivero de truchas llamado Las Mulleras, situado a unos 3 kms. de Olot. Es

un cerro de muy poca altura, compuesto de escorias basálticas, bombas y lapillis, todo de color rojo; sin crater ni colada.

El Recó o Can Elias. Situado en término municipal de Las Presas, a unos 5 kms. al SW. de Olot; es un cerro de unos cien metros que destaca al pie de la escarpa que forma la sierra del Corb en su extremo occidental, por su forma hemisférica con crater hendido, abierto al NW.; su altitud máxima llega a los 560 mts. Está compuesto de lapilli, escorias y bombas, y su erupción originó además una colada que se une a la del Bosch de Tosca.

GRUPO DE SACOT

Puig Cabriolé. Situado a unos 3 kilómetros de Olot entre el cerro del Pujou y la base de la sierra del Corb; su altitud es de 500 mts. y su altura sobre el llano de unos 30; tiene crater circular bien conservado, de unos 100 mts. de diámetro; esta formado por escorias y lapilli y edificado sobre la gran colada del Bosch de Tosca.

Ca de Bosch de Sacot. Situado en el mismo valle y un poco al NE. del anterior. Forma un pequeño cerrito de 15 a 20 metros de altura, constituido por lapillis y escorias, que asienta sobre el basalto de la gran colada del Bosch de Tosca.

Ca de Bosch de Batet. Situado al lado mismo de la carretera de Olot a Santa Pau, al NE. de ella, y a unos 4 kilómetros de Olot; es un cerrito análogo al Puig Cabriolé, pero con dos cráteres mal conservados; formado de escorias, bombas y lapillis; altitud 625.

Puig Jordá. Situado al pie de la sierra del Corb, en el lado S. del llano, cerca de la carretera de Olot a Santa Pau, a 5 kilómetros de Olot. Es un cerro irregular, abierto

al NW. en la parte que se formó el crater y por la que se derramó la lava que corrió en la misma dirección formando parte de la colada del Bosch de Tosca. Está compuesto de lapilli, bombas y escorias y en su cima hay basalto compacto que podrá corresponder al relleno de la chimenea. Tiene 640 mts. de altitud y unos 100 de altura. En sus bordes abundan los cristales de augita. En la cima hay una ermita dedicada a San Miguel y San Jorge.

Puig de la Costa. Situado al pie de la sierra del Corb, en el lado Sur del llano, a unos 5 kilómetros de Olot; es un hermoso volcan hemisférico, muy regular, aislado, cuya cima de unos 60 metros de altura alcanza los 717 metros sobre el nivel del mar, formado por escorias y lapillis. Tiene dos cráteres, uno en el lado W. y otro en el E.. Sus lavas han contribuido a engrosar la gran colada del Bosch de Tosca.

La Roureda de la Olivera. Situado al pié del Puig de la Costa, en el fondo de su primitivo crater, sobre el cual se eleva unos 70 metros, Tiene igual composición que los anteriores.

Croscat. Grandioso cono situado en el lado izquierdo de la carretera de Olot a Santa Pau, a unos 5 kilómetros de aquella población. Forma un cerro perfectamente cónico, visto por cualquiera de sus lados menos por el W., de unos 200 mts. de altura sobre el llano de Masandell y 780 sobre el nivel del mar; en su cima hay una antigua torre de señales. Tiene un crater abierto, de la cima a la base, por su lado W., con una anchura máxima de 350 mts. Está formado por escorias y lapillis gruesos, que forman potentes acumulaciones, las del lado S. y W cortadas por la citada carretera. Sus erupciones fueron varias y todas estrómbólicas, con abundante proyección de lapilli y de enormes bombas y emisión de potentes coladas; la última, que salió excentricamente, corrió al W. y la cruza la carretera en el km. 4; la anterior debió ser lateral, y la lava

siguió igual dirección; la última colada forma un malpais, con sus hornitos, que se ven bien desde la carretera.

Puig Astrol. Es uno de los conos mas completos y hermosos del grupo, situado al pie de la vertiente Sur de la sierra de Batet, en el borde del llano de Masandell, a unos 4 kms. de Olot; forma un cerrito hemisférico, de unos 30 metros de altura y 630 de altitud, con hermoso crater circular de unos 40 metros de diámetro y 5 de profundidad; constituido por lapillis y escorias. Yace sobre la colada basáltica que viene del Puig de la Garza.

Puig Safont. Situado al NE. del Croscat, en el borde oriental del llano de Masandell, a unos 7 kilómetros de Olot. Es un cerro de escorias, bombas y lapilli, de unos 660 mtrs. de altitud y 60 de altura; con crater elíptico. Sus lavas escaparon unas veces hacia el llano de Masandely otras hacia el torrente de Mascou, formando la colada del llano de San Martín.

Martiñá. Tambien próximo al Croscat, junto a Can Martiñá, al SE. del anterior, encima de las célebres acumulaciones de lapilli llamadas *Grederas de Santa Pau*, y a unos 7 kilómetros de Olot. Es un cerro hemisférico, con crater central, de 50 mts. de altura y 670 de altitud. Debíó tener largos periodos de erupciones estrombólicas, para acumular los enormes espesores de lapilli que le rodean y que se extienden mucho. Sus coladas marcharon como las del anterior, parte al llano del las Forcas y parte al torrente de Mascou.

Santa Margarita. Situado a la derecha de la carretera de Olot a Santa Pau, que corta su base, a 7 kilómetros de Olot. Es el segundo volcan por su altura, pues se eleva unos 150 mts. sobre el llano, y alcanza los 781 mts. de altitud. Forma un cerro que visto desde las alturas inmediatas parece al Montsacopa, pero mucho mas grandioso, y está constituido parte de lapilli y escorias, sus lados NE y

SE. y parte de areniscas y pudingas eocénicas, en el S. y W. con buzamiento al SW. Tiene hermoso crater, el mas grande y vistoso de la región: su perímetro superior es de 1300 mts. con unos 400 de anchura máxima y 50 metros de profundidad. En su fondo existe una ermita dedicada a Santa Margarita, que ha dado nombre al volcan. Ha debido producir varias erupciones, algunas centrales con poca lava y abundante proyección de escorias y lapilli; pero una por lo menos fué excentrica y formó una colada con las lavas que se escaparon hacia el valle de Santa Pau, que puede verse al pie de Mosquera, en la base del volcan.

GRUPO DE SANTA PAU

Roca Negra. Situado en el llano de Santa Lucía, a la derecha de la carretera de Olot a Santa Pau y a poca distancia de ella, al E. del Santa Margarita y muy cerca de él, a unos 8 kilómetros de Olot. Es un cerro hemisférico que se eleva 70 mts. sobre el llano y tiene 661 de altitud; formado de lapilli y escorias basálticas que contienen nódulos de feldespato, cristales de esfena y augita, fragmentos de rocas de profundidad. cual peridotitas y neis. Presenta hermoso crater desbrechado, abierto en forma de herradura hacia Santa Pau, o sea al NE. Su colada se derramó por el hacia el E. N. E. para formar parte del gran manto basáltico de Santa Pau.

Puig Subiá. Situado al Sur del anterior y unido a él por su base; es muy poco mas alto que el Roca Negra y casi del mismo tamaño y forma, tambien está formado por lapilli y escorias, en general de grano mas fino y en sus laderas abundan cristales pequeños, pero muy bien conformados, de augita; tiene dos crateres, de poca amplitud y profundidad, abiertos uno al E. y otro al W. por los cuales salieron lavas basálticas que formaron dos coladas una que deriva hacia el NE. para unirse con la del Roca Negra y marchar juntas hacia Santa Pau; otra la del W. corrió muy poco.

Can Simón. Al Sur de Santa Pau, muy cerca del pueblo hay un cerro de lapilli y escorias, de unos 50 metros de altura y 575 de altitud; es un volcan sin crater, que debió emitir lavas por su base en el lado W.

Puig de March. Situado en el extremo de la sierra de Santa Lucía, frente al kilómetro 8 de la carretera de Olot a Santa Pau, a la izquierda de ella, que corta sus lapillis y colada; tiene unos 80 mtrs. de altura y 630 de altitud; es irregular, sin crater visible y formado por escorias, bombas y lapillis. Sus lavas formaron una colada que se dirigió hacia Santa Pau.

GRUPO DE SAN FELIÚ DE PALLAROLS

Fontpobre. Situado en la sierra del mismo nombre, dando vista a Santa Pau y Sacot, por encima del Santa Margarita, a unos 920 mts. de altitud y a 10 kms. de Olot. Es un cerrito formado por lapilli y escorias, con un crater desbrechado y abierto hacia el W., y una plataforma o llano en su cima que tambien podría corresponder a un antiguo crater relleno de lapilli y escorias; del crater visible partió una colada lateral que fué hacia San Feliu de Pallarols, y la primera erupción a la que pertenecería el crater relleno daría otra mas pequeña, que saldría por la base del cono y se derramó al E.

Can Tiá. Situado al Sur y muy cerca del anterior, en la cabecera del torrente de San Iscle, y al lado de la masía Can Tiá que da nombre al volcan, a los 850 m sobre el nivel del mar y a 10 kilómetros de Olot. El cono es bajo, de altura inferior al terreno que le rodea, compuesto de lapilli y escorias, con hermoso crater circular de unos 150 mts. de diámetro por unos 25 de profundidad; de este y por su lado SW. salió una colada que corriendo por el torrente de San Iscle fué a parar al valle de Hós-toles; aguas arriba de San Feliu de Pallarols, colada que arrastró grandes bombas en su superficie.

Traiter. Situado a unos dos kilómetros al SSW. del anterior y a unos 12 kms. de Olot, en la parte alta del torrente de Aiguavella. No forma cono volcánico propiamente dicho, ni destaca como tal en el paisaje; su parte mas elevada alcanza los 780 mts de altitud; está constituido parte por materiales eocénicos, calizas y areniscas, parte por basaltos y parte por escorias y lapillis. Tiene dos cráteres bien marcados, situados a diferente altura; el superior está a unos 720 mts. y tiene unos 100 de diámetro; el borde S. y E. es basáltico y presenta un paso estrecho que desciende al crater inferior, el mas conocido, en cuyo lado SE. está la masia Can Codina, a unos 670 mts. sobre el nivel del mar; es un circo casi del mismo diámetro que el superior y como el cultivado. La cima de la colina debiera estar cubierta totalmente de lapilli, pero las aguas de lluvia han arrastrado por completo el de la parte superior y solo queda el manto de materiales de proyección de media ladera para abajo. Las erupciones de este volcan emitieron lavas que formaron la colada que siguiendo el abrupto torrente de Aiguavella, se vierte en el valle de Hóstones frente a San Feliú de Pallarols.

Puig Rodó de las Medas. Situado en el lado izquierdo de la cabecera del torrente de Cogolls, sobre la sierra de las Medas, a unos 13 kms. de Olot. Es un volcán irregular, compuesto de tres cerros que cierran un crater bastante regular de unos 150 mts. de diámetro por 30 de profundidad; su altitud es de 850 mts. Sus erupciones fueron tambien estrombólicas, con emision de lapillis y escorias y una colada de basalto que salió por el E. y encajada en el torrente de San Aniol de Finestras, corrió 7 u 8 kms. aguas abajo.

Artigas Rojas. Situado en la vertiente derecha del valle de Hóstones, en las faldas de la montaña de la Salud, cerca del pueblo de San Feliú de Pallarols, a 15 kms. de Olot. Es un cerro, correspondiente a un volcan muy de-

gradado, formado por lapilli, escorias y basalto compacto, que alcanza los 585 mts. sobre el nivel del mar. El torrente que desciende de la montaña de la Salud se ha encajado en él y ha destruido su crater: el codo que hace en su parte superior corresponde al borde del crater. Sus lavas se vertieron en el valle de Hóstoles y se unieron a las de la colada que procedente de los volcanes de la otra vertiente, baja hacia las Planas siguiendo el valle.

Puig Roig. Situado cerca del anterior, aguas abajo de la misma vertiente de la montaña de la Salud. Es un volcan reducido hoy a un cerro basáltico del cual han desaparecido el crater y los productos fragmentarios; su colada siguió igual curso que la del anterior.

GRUPO DE ROCACORBA, ADRI Y LLORÀ

Puig Moner. Situado al NE. del pueblo de Granollers de Rocacorba; su altitud es de 900 mts. y su altura sobre el llano de 500, pero en gran parte está formado por rocas sedimentarias, eocénicas. Es un volcan muy degradado; el único crater cunservado, cegado y reducido a un llano circular de 200 mts. de diámetro, está cerca de la cima, en el sitio llamado Pla Suan; su lava salió en dirección Sur y llegó a formar importante colada en el valle de la Riera de Llémana, donde se extiende en ancho frente.

Puig de Adri. Situado en la vertiente SE. de Rocacorba a unos 12 kms de Gerona, cerca de Adri y Canet de Adri; se alza hasta los 380 mts. sobre el nivel del mar y a unos 150 sobre su base, formando un cerro redondo o hemisférico, que descansa adosado a la montaña eocénica de Can Pau de Canet. Consta de dos crateres abiertos al E.; uno de ellos es muy grande, y mas antiguo que el pequeño que se encuentra a su lado. Sus materiales de explosión son escorias, lapillis y bombas, muchas de ellas con nucleo de peridotita. Este volcán emitió potente colada, de 14 kms. de longitud por 500 mts de anchura y 10 de

espesor que siguió en dirección SE. hacia Gerona y cuyo frente puede verse a dos kilómetros de la ciudad; es basáltica como la de los demás, pero rica en nódulos de peridotita y de feldespato.

Puig de la Baña de Bosch. Situado al Norte de Llorá, a unos 15 kilómetros de Gerona, descansando sobre la ladera del monte formado por calizas y areniscas eocénicas y pizarras silúricas; forma tres cerros separados por pasos cuyos fondos estan ocupados por lava basáltica y entre ellos queda un crater de contorno elíptico de 1000×600 mts. Se eleva a los 600 mts. sobre el nivel del mar y a unos 200 sobre el llano inmediato. Sus materiales son lapillis y escorias; las erupciones debieron ser terminales y la lava rompió el crater por tres pasos dejando su borde superior fragmentado en los tres cerros indicados. La colada es corta pero bastante ancha y termina al SW de Llorá en el valle de Llémana.

GRUPO DE GERONA

Puig de Can Guilana. Situado en la ribera izquierda del Ter, muy cerca del pueblo de Sarriá de Dalt, a uno 5 kms. de Gerona; tiene forma de cerro cónico, cuya cima está a 210 mts. de altitud y se eleva 69 sobre su base. Está todo el formado de basalto, no presenta crater y parece corresponder a un cono homogéneo o cúmulo volcan, sino es un cerro testigo, resto de una colada fragmentada.

Puig de Estañol. Situado entre les aldeas de Estañol y Aiguaviva, a unos 10 kms. de Gerona y al N. de la carretera. Es un pequeño cerro, con un crater roto de E. a W. por el torrente Marroch. Está formado por escorias y lapilli y su colada debió salir hacia el Sur, para unirse con la de la Closa de San Dalmay, pero sus erupciones debieron tener mucha mas importancia por la gran cantidad de lapilli y bombas que lanzaron, que se extendieron mucho por sus alrededores, formando potentes y extensas grederas o acumulaciones de lapilli.

La Closa de San Dalmay. Situado a unos 8 kms. de Gerona, en el lado Sur de la carretera ; es un cerro muy amplio y de poca altura, 35 mts. sobre su base, cuya cima aparece truncada por amplio crater, el mayor de la región volcánica, casi circular y muy bien conservado ; su diámetro mayor alcanza los mil metros. Cerca de la carretera se aprecia otro crater menor, siendo muy probable que el gran crater tenga el caracter de caldera o resulte de la unión de dos o mas bocas eruptivas. Todo el cono, las vertientes y el fondo del crater, está formado por lapilli, escorias, bombas de diferentes formas y tamaños, fragmentos de granito y rocas metamórficas, lanzados por las enormes explosiones que proyectaron cantidades fabulosas de lapillis, que se extienden mucho a su alrededor ; sus coladas debieron ser viscosas y corrieron poco, ademas de que no fué grande la masa de lava emitida.

M. SAN MIGUEL DE LA CÀMARA

CATEDRÀTICO DE GEOGRAFIA FÍSICA Y GEOLOGIA EN LA UNIVERSIDAD
DE BARCELONA.

**Bibliografía de la Región volcánica
de la Provincia de Gerona.**

BOLÒS F. *Noticia de los extinguidos volcanes de la villa de Olot*. Memorias de Agricultura y Artes de Barcelona, y Barcelona 1820, 46 pags. 20 × 14 cm.

Esta obra la tuvo escrita e inédita su autor desde 1796 hasta la fecha citada, siendo la primera escrita sobre los volcanes de Olot. Despues de breve reseña histórica, comienza la descripción de los volcanes, empezando por el Montsacopa, sigue la del Montolivet y de la Garrinada; habla despues de la gran colada del Bosch de Tosca y del volcan Santa Margarita; dedica dos páginas a los célebres bufadors o sopladores y en sucesivas páginas trata de la edad de los volcanes, naturaleza de los productos de sus erupciones y de su utilidad, y termina con unas consideraciones sobre la Hidrología, fuentes, origen y calidad de las aguas del país.

CELLES A. *Noticia y aplicación de los materiales volcanizados de la villa de Olot a ciertas construcciones etc.* Barcelona 1820.

Citado en Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona por CALDERON, CAZURRO y F. NAVARRO.

DEBILLY M. *Note sur les volcans éteints des environs d'Olot en Catalogne*. Ann. des Minnes, t.^o IV. Paris 1828, 37 pags. 21 × 12 cent. 1 mapa, 2 figs.

Esta obra, una de las mas antiguas que con verdadero espíritu científico se ha escrito sobre el volcanismo, es el resultato de un viaje efectuado por el autor a Olot en 1826, inspirada en los estudios de Bolòs. Estudia primero la po-

sición geográfica y generalidades de los volcanes ; describe luego algunos de estos y la colada de Castellfullit y termina con el estudio de los materiales eruptivos, lavas y lapillis.

LYELL, Ch. *Principles of Geology, t.^o III, Volcanos of Catalonia*, Londres 1833.

Describe con bastante extensión las formaciones volcánicas de Olot ilustrando la descripción con una mapa, dos dibujos y cuatro perfiles. Citada en « Formaciones de Gerona », por CALDERON, CAZURRO y F. NAVARRO.

BOLÒS, F. *Noticia de los extinguidos volcanes de la villa de Olot y sus inmediaciones hasta Amer*. Barcelona 1841. 84 pags. 17 × 11 cmt. 1 mapa.

Es una reimpresión muy aumentada de su primera obra, escrita, segun el autor, el 1796, pero que no se publicó hasta 1820, en las Memorias de Agricultura y Artes de Barcelona.

Consta la obra de un prólogo, de interés histórico, y de veinte capitulos, los II al IX tratan de los volcanes y coladas del Fluviá, el X de los del Ter ; en el XI estudia la edad de las erupciones ; en los XIV-XVI de la naturaleza y utilidad de los productos volcánicos ; otros cinco no tiene relación con el volcanismo pero no dejan de ser oportunos e interesantes, para la época en que se escribiéron y que revelan la gran cultura del primero que estudió los volcanes de Olot.

EZQUERRA DEL BAYO, J. *Basaltos*. Semanario pintoresco español. Madrid 1844, pag. 68.

Citado en Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona por CALDERÓN, CAZURRO y F. NAVARRO.

MAESTRE, A. *Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península*. Bol. Of. de minas. Madrid 1844 pag. 147.

Citado en Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona por CALDERÓN, CAZURRO y F. NAVARRO.

MAESTRE, A. *Descripción geológico-minera del distrito de Aragón y Cataluña*. Ann. de minas t.^o III. Madrid **1845**.

Citado en Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona por CALDERÓN, CAZURRO y F. NAVARRO.

EZQUERRA DEL BAYO, J. *Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España*. Mem. Acad. de Ciencias t.^o I. Madrid **1850** pa. 35-65 y 73-107, 28 × 19 cms. 1 lámina, 3 mapas.

En el capítulo dedicado a rocas volcánicas, describe las de la zona de Olot, que el autor llama de Castelfullit y cita otros manchones de la provincia; la lámina representa el célebre acantilado basáltico de Castellfullit.

PALUZIE, E. *Olot, su comarca, sus extinguidos volcanes*. Barcelona **1860**. 132 pags. 22 × 15 cm. 1 lámina.

La primera parte de la obra que comprende las 32 primeras páginas, es la única de interés vulcanológico; en ella define la comarca de Olot, describe sus valles, los volcanes, las acumulaciones de lapilli o grederas etc.

TEXIDOR Y COS J. *Recuerdos de una excursión o consideraciones sobre un monte volcanizado en Cadaques* (Gerona) el Restaurador Farmacéutico. Barcelona **1866**.

En este artículo y en otro publicado en 1867 da a conocer el autor por primera vez la existencia de basaltos en el macizo metamórfico del Cabo de Creus.

LYELL, Ch. *Elements of Geology* (traducida al francés por M. Hugard) 5.^a edición Paris **1857**. 2 tomos, 1091 pags. 21 × 13 cent. 750 figs.

En el tomo segundo pag. 332 empieza un interesante resumen de la región volcánica de Olot, estudiando la distribución y extensión de las formaciones que el autor conoció en su viaje a Olot el 1830, que señala en un mapita, los volcanes y coladas, los sopladores o bufadores y la edad de los volcanes; en un dibujo situa muy bien los tres volcanes del llano de Olot; en otro figura el acantilado de Castellfullit.

STUART-MENTEATH, T. W. *La région volcanique d'Olot*. Bull. de la Soc. Ramond. Toulouse **1869**.

Citado en Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona por CALDERÓN, CAZURRO y F. NAVARRO.

BAUZÁ, F. *Breve reseña geológica de la provincia de Gerona*. Bol. Com. Mapa Geol. de España t.^o I, Madrid **1874**, pag. 169-175, 24 × 15 cm.

Dedica solo once líneas a las formaciones volcánicas de la provincia.

ALSUS, P. *Sobre los volcanes del valle de Hóstoles y edad de los volcanes de Gerona*. Carta publicada en el periódico Reinaxensa. Barcelona **1874**.

ALSUS, P. *Estudios geológicos sobre la región central de la provincia de Gerona*. Revista de Gerona, año IV n.^o III y IV, Gerona **1879**, 20 pags. 27 × 18 cm.

Es un estudio geológico en el que dedica una página a los terrenos volcánicos sin anotar dato alguno de interes vulcanológico.

TEXIDOR Y COS. J. *Indicación de algunos terrenos volcánicos*. Mem. R. Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona, 2.^a época t.^o I. Barcelona **1879**, pags. 258-318. 22 × 15 cm.

La memoria consta de dos partes: En la primera que ocupa mas de la mitad del texto hace la reseña geológica de la provincia de Gerona; y en la segunda estudia los terrenos volcánicos. Empieza esta con una ligera exposición histórica y petrográfica; trata enseguida de la erupción basáltica de Hostalrich; hace ya mención de las del Torreda, de los basaltos de Cadaqués y de Rocacorba y Aiguaviva; se extiende mas en el estudio de la zona de Olot describiendo sus volcanes e indicando las rocas que han emitido.

CAREZ L. *Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*. Paris **1881**, 323 pags. 24 × 15 cms.

72 figs. en el texto, 1 lámina con cortes geológicos, dos mapas y 5 láminas de fósiles.

Dedica muy poco a los volcanes, las pag. 299-303, no obstante fija su extensión, mal conocida entonces; describe algunos volcanes, con errores en cuanto a dimensiones relativas, y no conoce como seguros mas que cuatro volcanes, entre los cuales no figura el gran Croscat; tambien hay error en la descripción de algunas coladas, particularmente en cuanto se refiere al volcan de que proceden.

VIDAL L. M. *Estudio geológico de la estación termal de Caldas de Malavella*. Bol. Com. Mapa Geol. de España. to IX. Madrid 1882, pag. 65-94, 21 × 16 cms. 7, 5 figs. 1 lámina.

El autor despues de dar a conocer la situación geográfica de Caldas de Malavella (provincia de Gerona), describe sus fuentes termales, caracteres, temperatura, régimen y composición de sus aguas. A continuación inserta la descripción geológica del término de Caldas de Malavella, en la cual dedica un capítulo a las formaciones volcánicas, que se componen unicamente de basaltos, sin quedar restos de volcanes ni de productos fragmentarios; el autor cree que existe estrecha relación entre el volcanismo y las fuentes termales de esta comarca.

LANDERER J. *Revoluciones del globo lunar*. Anal. Soc. Esp. d. Ha. Nat. to XI. Madrid 1882, pag. 153-191, 24 × 15 cm.

Describe el basalto de Olot.

TEXIDOR y Cos J. *Noticias de fenómenos volcánicos en Cataluña desde los tiempos prehistóricos*. Mem. R. Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona, 2ª época, to II. Barcelona 1883, pags. 462-529, 22 × 15 cm.

Memoria mas histórica y literaria que geológica, en la que se relatan multitud de leyendas y se da cuenta de escritos antiguos relacionados con la región, por los cuales se ha pretendido llegar a la conclusión de que han exis-

tido erupciones volcánicas en el periodo histórico, en la región de Gerona.

LANDERER J. *Los volcanes de Olot*. Ilustración Española y americana, nº VI, Madrid 1885. Pag. 86, 40×28 cms. 1 fig.

Artículo de divulgación científica en el que su autor da cuenta de los fenómenos volcánicos y sísmicos y de otros pormenosres de la Geología de la comarca de Olot; el dibujo que acompaña al texto es de la ciudad de Olot con sus tres volcanes al fondo.

VIDAL L. M. *Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, tº XIII. Madrid 1886, pag. 209-380, 24 × 11 cms. 25 figs. 1 mapa 1: 400000.

Memoria geológica de conjunto en la que su autor dedica ocho páginas a la formaciones volcánicas, su repartición, volcanes, acumulaciones de lapilli, coladas y edad de las erupciones.

CRESA y CAMPS, S. *Estudios geológicos de Olot*. El Restaurador Farmacéutico. Barcelona 1890 y 1891.

Artículos aparecidos en el citado periódico, que contienen algunos datos interesantes sobre Geología, Petrografía y Mineralogía de la comarca de Olot, entre ellos figuran análisis microscópicos y químicos de lavas.

GOMIS C. *Vall d' Hóstoies*. Centre Excursionista de Catalunya, Barcelona 1894 y en la Guia de Osona pags. 166-183, 15 × 10 cm.

Despues de limitar el valle de Hóstoies y de describir diversos itinerarios para ir a él desde Gerona y desde Olot, y mencionar cuanto de notable se encuentra en ellos, entre lo cual figuran volcanes y formaciones volcánicas, dedica el resto de la nota al estudio de los volcanes del valle de Hóstoies.

BOLÓS SADERRA, R. *Itinerari o guía de la Vila de Olot y sa comarca*. Olot 1895, 67 pags. 15 × 10 cm. 1 mapa.

Folleto dedicado a servir de guía a los que visiten la ciudad de Olot y quieran además hacer excursiones por la comarca. Contiene algunos datos vulcanológicos y en el mapa se sitúan algunas de las formaciones volcánicas.

ALSIUS, P. *Efectos del volcanismo en la provincia de Gerona*. Crónica Científica tº VIII, Barcelona 1895, pags. 124-130, 27 × 18 cm.

El autor trata de deucir de los testigos actuales del volcanismo cuaternario de esta comarca, los efectos que este ocasionó y la duración que pudo tener la actividad volcánica, admitiendo ya que hubo varias erupciones; afirma que en la época prehistórica se produjeron trastornos orográficos e hidrográficos de importancia.

SAINT MALO. *Los volcanes de Olot*. Revista de Gerona año XX, Gerona 1895, pag. 161-169, 27 × 18 cm.

Artículo que contiene una serie de consideraciones sobre el volcanismo que se creía antes de conocerse el de Gerona que no había traspasado los Pirineos, consideraciones basadas en los conocimientos del autor sobre las formaciones volcánicas francesas y de lo que había visto en Olot y había leído en las obras de Bolós.

OSONA, A. *Guía itineraria de las serras de Collsacabra, de la Magdalena etc.* Barcelona 1898, 258 pag. 15 × 10 cms. 1 mapa.

En esta guía se señalan una serie de itinerarios por la región volcánica de Olot, que comprenden las principales formaciones volcánicas, sus volcanes, mantos y coladas basálticos y acumulaciones de lapilli o grederas.

En las páginas 166-83 reproduce la nota de Gomis sobre el Valle de Hóstoles.

VIDAL, L. M. *Compte rendu de l'escursion de Gerona a Olot et a San Juan de las Abadesas*. Bull. Soc. Geol. de

France t.^o XXVI Paris **1898**, pag. 674-678 25 × 15 cm.
1 corte geológico.

Breve reseña de la excursión efectuada en septiembre de 1898 por algunos miembros de la Société Géologique de France a Olot, con motivo de su reunión extraordinaria en Barcelona.

STUART-MENTEATH. *Observations sur la région volcanique d' Olot*. Bull. Soc. Géol. de France, t.^o XXVI. Paris **1898**, pags. 679, 24 × 15 cms.

Observaciones de interes en aquella época que hace el autor sobre los volcanes de Olot, con motivo de la Excursión a esta ciudad que a quel año hicieron los miembros de la Société Géol. de France, durante su reunión extraordinaria en Barcelona.

DE BUEN, O. *Nota acerca de la extension y caracter de la región volcánica de Olot*. Bol. R. Soc. Española d. H.^a Natural, t.^o I Madrid **1901**, pag. 291-294. 24 × 16 cm.

Breve nota en la que da algunas indicaciones sobre los centros volcánicos de Masanet de la Selva, de Tordera y de Blanes.

FONT Y SAGUÉ, N. *los Movimientos sísmicos del N. E. de Cataluña*. Bol. Soc. Esp. d. H.^a Nat. t.^o III Madrid **1903**, pags. 205-209. 24 × 15 cms.

Habla de la relación entre los terremotos de esta parte, el volcanismo y la tectónica.

FONT Y SAGUÉ, N. *Origen geológico de Caldas de Malavella*. Bol. Soc. Esp. de H.^a Nat. t.^o III. Madrid **1903**, pag. 411-417, 24 × 15 cms.

Trata dedemostrar el origen eruptivo y relación con el volcanismo gerundense de las aguas termales de Caldas de Malavella.

GELABERT, J. *Los volcanes extinguidos de la provincia de Gerona*. San Feliú de Guixols **1904**, 120 pags. 20 × 13, 1 mapa, 82 figs.

Es la primera obra escrita sobre toda la región volcánica de Gerona. El autor, hijo de Olot, ha recorrido con detención todas las formaciones volcánicas y es el que ha logrado reunir mejor colección de ejemplares, fotografías y materiales eruptivos.

Empieza con una descripción geográfica de la provincia, para pasar en seguida al estudio de la distribución de las formaciones volcánicas y descripción de los volcanes, que hace con gran detalle, y de sus coladas basálticas; trata también de la acción volcánica y de la edad de sus manifestaciones; de los materiales emitidos y de la hidrología de la región.

SAPPER K. *Die catalonischen Vulcane*. Zeits. d. Deutsch. Geol. Gesell. tº 56, Berlin 1904, pag. 240-248. 23-14 con 1 mapa, 1 fig.

Breve memoria en la que, a pesar de haber estado solo tres dias su autor en la región volcánica, se encuentran atinadas e interesantes consideraciones sobre el volcanismo, naturaleza de las coladas, forma y estructura de los volcanes y tectónica de la comarca.

CALDERÓN S. *Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético*. Bol. R. Soc. Española de Hª. Nat. tº V. Madrid 1905, pag. 335-342, 25 × 16 cm.

Interessante nota resumen de las regiones volcánicas de España y sus caracteres generales, el primero que se ha hecho, en la que estudia los volcanes, erupciones y materiales de cada región volcánica; la edad de las erupciones y las causas determinantes del volcanismo español.

CALDERÓN S., CAZURRO M. y FERNANDEZ NAVARRO, L. *Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona*. Mem. R. Soc. Española de Hª. Natural, tº IV, Madrid 1907, pags 160-489, 25 × 16 cm. 3 mapas. 10 láminas a parte y 77 figuras.

Es la obra mas completa, documentada y científica que se ha escrito. Consta de las siguientes partes: Prólogo.

Introducción, en la que el profesor CAZURRO de Barcelona, hace un completo resumen histórico de cuanto se ha dicho y escrito respecto a la región volcánica. Parte general, en la que el Profr. CALDERON, estudia la topografía y geología, los caracteres del vulcanismo gerundense y sus relaciones con el de las otras regiones de España; situación y clasificación de los volcanes; influencia de las erupciones sobre las rocas de la comarca, edad relativa y absoluta de las erupciones, restos de la energía volcánica, terremotos y causas del vulcanismo en esta región.

La segunda parte escrita por el Profr. CAZURRO; está dedicada a la descripción de todas las formaciones volcánicas, conos, crateres, coladas, acumulaciones de lapillis etc.

Por fin la última parte debida al Profr. FERNANDEZ NAVARRO de Madrid, es un detallado y preciso estudio petrográfico de los materiales arrojados por las erupciones, estudio muy minucioso e ilustrado con numerosas fotografías y microfotografías, algunas en colores.

WASHINGTON, H. S. *The Catalan Volcanoes and their Rocks*. T. American Journal of Science vol. XXIV Washington 1907, pag. 217-242, 22×15 cm. 1 mapa y 3 fots.

Es la única obra petroquímica que se ha escrito sobre la región volcánica de Gerona. Consta de una breve introducción en la que da a conocer lo que se había publicado sobre esta región y los medios de que se ha servido para hacer este estudio; de una reseña topográfico-geológica en la cual describe las coladas principales y los volcanes; y de la parte petrográfica que es un concienzudo estudio micrográfico y químico de los basaltos y escorias. En esta parte se fija por primera vez la composición mineralógica media y el caracter químico, a base de análisis de siete muestras de diferentes partes de la región. Termina tan interesante trabajo con una ligera indicación de las relaciones entre esta región volcánica y las del resto de España.

GELABERT J. *Guía ilustrada de Olot y ses valles*. Barcelona 1908, 200 pags 21×14 cm. 2 mapas, 209 figs.

Interessante libro guía de la comarca de Olot que contiene toda clase de datos geográficos, meteorológicos, topográficos, geológicos, históricos, industriales, de comercio, vida y costumbres etc. Son muchas las fotografías de volcanes y coladas y no pocos los datos de situación y forma que de ellos puede encontrar el lector.

MENGEL O. *Itineraire Géologique du Haut Vallspir a Olot*. Bull. Section Canigou (Club Alpin de France) 1908 7 pags. 24×15 cms.

Sin interes vulcanológico.

MENGEL. O. *Aperçu sur la Tectonique et la Sismicité des pays Catalans*. C, r. As. Franc. p. l'Avanc. des Sciences. Paris 1908 13 pags. 24×15 cms. 1 mapa.

Trata muy brevemente de la región volcánica.

MENGEL, O. *Monographie des « Terratremols » de la région Catalana*. Bull. Soc. Ramond. an. 1909 20 pags. 25×16 cms.

Aunque el trabajo se refiere esencialmente a los terremotos catalanes, trata al final de las relaciones entre estos, los volcanes y la tectónica, y de las causas del vulcanismo de la región.

BENTABOL. H. *Hidrología superficial y subterránea de la provincia de Girona*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, 2ª ser. to X Madrid 1909 pags. 129-208, 24×15 cms. 2 mapas, 10 figs.

A pesar de su título, en la segunda parte de la obra, hay un capitulo de interés vulcanológico, titulado *fallas y volcanes*, en el que establece por primera vez una red de fallas de la comarca y su relación con los volcanes, situando y describiendo aquella y estos.

CHEVALIER, M. *Note preliminaire sur la Géologie de la Catalogne Orientale*. Bull. Soc. Geol. de France 4^a ser. t^o XIV. Paris 1914, pag. 157-178 25 × 17 cm. 8 figs.

Aunque el trabajo es principalmente estratigráfico y tectónico contiene datos interesantes para el volcanismo, y en los cortes geológicos que ilustran la publicación se sitúan bien algunos volcanes y coladas basálticas.

GELABERT, J. *El Vora-Tosca*. Conferencia dada por el autor el 11 de septiembre de 1917 en Olot. 20 pags 27 × 21 cms. 63 figs.

El autor describe el Malpais llamado en Olot Vora-Tosca, y también Bosch de Tosca, hace un breve estudio de los materiales volcánicos que en él se encuentran y de sus notables hornitos.

SAN MIGUEL DE LA CÀMARA, M. *Der Vulkanismus in Spanien. I Ein Ausflug in das vulcanische Gebiet von Olot*. Deutsche Zeit. F. Spanien. año II. Barcelona 1917 5 pags 2 × 21 cm. 6 fots.

Es un artículo en el que se describe la región volcánica de Gerona, los volcanes y coladas principales y se indica un itinerario práctico para hacer con rapidez y comodidad una excursión a Gerona, Adri, Amer, Olot y Bañolas.

SAN MIGUEL DE LA CÀMARA, M. *El volcanismo en España*. Boll. R. Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona, año 1918 pag. 244-254 28 × 22 cms.

Resumen de una conferencia dada en el salón de actos de la Academia : una parte de ella fué dedicada a las formaciones volcánicas de Gerona, volcanes y coladas.

SANTALÓ, M. *El Girones*. Folletto del 174 pág. 19 + 12 cm., 2 mapas, un perfil y 10 fotgs. Gerona 1925.

Estude geogràdio fía comarcal que tiene por objeto describir la comarca del Gironés (provincia de Gerona) y en el que se encuentran algunos datos vulcanológicos.

BOLÒS. A. *La estació paleontològica del Pont de Ferro i algunes consideracions sobre el volcanisme olotí*. Bull. Insto Catalana d. H^a Natural, 2^a ser. vol. V. Barcelona 1925 pag. 112-120, 22 × 15 cm. 2 figs.

El trabajo tiene algun interes vulcanológico, en cuanto que puede suministrar datos respecto a la edad en que ya estaban completamente solidificadas las lavas de las coladas del lado W. del llano de Olot.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. y MARCET RIBA, J. *Región volcánica gerundense*.

Guía Cataluña de la Excursión C-IV del XIV Congreso Geológico Internacional Madrid 1926, 100 pags 21 × 14 cm., 3 mapas, 20 cortes geológicos y 22 fots.

La obra está dividida en dos partes; la primera dedicada al estudio fisiográfico geológico de la comarca y de los caracteres generales del volcanismo de la provincia de Gerona, clases de erupciones y materiales arrojados por ellos; naturaleza forma y estructura de los conos volcánicos y de sus coladas; estudio petrográfico de las lavas, edad de las manifestaciones volcánicas; terremotos de la región y relaciones entre la tectónica y los volcanes de la provincia. La segunda parte comprende la descripción detallada de los cinco itinerarios seguidos por los miembros del XIV Congreso Geológico Internacional, que se inscribieron en la Excursión por Cataluña.

CHEVALIER, M. *Essai sur la Physiographie de la Catalogne Orientale* (Regions d'Olot, Bañolas, Ampurdan). Madrid 1926, 26 pags, 21 × 15 cm. 3 mapas, 12 cortes geológicos.

El autor describe primero el mapa topográfico y geológico que acompaña al trabajo; estudia despues la tectónica, principalmente el conjunto de fallas que han fragmentado la región de Olot, su relación con los volcanes y la influencia de estos y sus productos de erupción sobre la topografía de la comarca; en el tercer capítulo estudia los aluviones cuaternarios y las terrazas principales y trata de fijar la edad relativa de los volcanes y coladas entre sí. Por fin, en el capítulo IV y último estudia muy brevemente el cuaternario de la comarca.

Influence des hautes températures sur les vitesses de propagation des ondes séismiques. ¹⁾

La note suivante n'est pas une synthèse de résultats acquis; c'est l'illustration d'une proposition qui a pour but de résoudre une question volcanologique et séismologique importante.

On imagine que dans l'intérieur du Globe, les vitesses de la propagation des ondes séismiques changent de deux manières: avec continuité si l'on suit la vieille hypothèse de M. LÉGENDE et avec discontinuité si l'on accepte les hypothèses modernes des proff. KNOTT, WIECHERT, GUTENBERG, etc.

Dans la première hypothèse la vitesse des ondes longitudinales grandit régulièrement avec la profondeur et le poid jusqu'au centre de la Terre; dans les secondes elle varie irrégulièrement selon les changements dans la qualité du matériel. Cette seconde manière est la plus probable, et sera celle qui guidera notre étude.

Les séismologues aujourd' hui savent que la vitesse des ondes longitudinales, depuis la surface jusqu'à 57 km. de profondeur, varie de très peu, précisément augmentée à peine de 5,5 à 5,7 km/s. ²⁾ Nous avons d'autre part des recherches de laboratoire qui nous font connaître la vitesse de propagation dans les différentes roches en fonction de l'élasticité et de la densité, soit à la pression ordinaire, soit à des pressions comparables à celles qui se produisent en nature jusqu'à peu près 60 km.

On a alors attribué aux couches souterraines la quali-

¹⁾ Communication présentée à la Séance du 6 Septembre 1927.

²⁾ L'humous, le sable, les argiles, les ardoises et les autres roches friables tout-à-fait superficielles sont exclues.

fication propre à la roche qu'à cette pression a la même vitesse comme en séismologie.

C'est le procédé de M. L. H. ADAMS et collègues.

Ce procédé est-il exempt d'objection ?

La pression correspondante à une couche épaisse 57 km fait, selon l'expérience, augmenter la vitesse de propagation des roches abyssales de 5,5 à 6,3 c'est-à-dire a un effet plus grand qu'on ne constate en séismométrie. Il y a donc de la place pour envisager une diminution de vitesse par la température. Plus bas que les 57 km la vitesse séismique des ondes longitudinales passe subitement de 5,7 à 7,9 : il n'est que raisonnable de croire en un abrupt changement dans la qualité du matériel. On sait que les matériaux de la croûte terrestre perdent en acidité avec la profondeur : du granit ils passent à la sienite, et dans le fameux saut de vitesse de 5,7 à 7,9 km/s, ils passeraient à un mélange d'olivine et d'hypersthène qui pourrait être la roche ultra-basique péridotite. La péridotite a une densité plus forte des roches moins basiques, mais son module est si grand que la vitesse pourra s'approcher aux grandes valeurs que donnent les déterminations de laboratoire : savoir 8,4 km/s. En nature la vitesse séismométrique n'est pourtant que de 7,9 km/s ; il y a donc ici aussi de la place pour une influence de la température.

MM. ADAMS et GIBSON sont de l'opinion que l'effect de température ne soit pas grand, mais prudemment ils ajoutent que : « Messungen der Volum-Kompressibilität (K) « von Gesteinen bei hoher Temperatur würden uns befähigen, präzise Schätzungen über die Zusammensetzung des « Erdinneren aufzustellen » ¹⁾.

Le DR. H. REICH, dans une récente publication sur les propriétés élastiques des roches, se relie lui aussi à l'idée que les variations de vitesse sont de préférence dues à leur composition minéralogique, mais il ajoute :

1) L. H. ADAMS et R. E. GIBSON (Washington) Die Kompressibilität des Dunits und ihre Beziehungen zur Zusammensetzung der Erde. en *Beitr. zur Geophysik Bd. V, Heft 3, pg: 241. 1903.*

« Auch die jeweils gewählte Temperatur spielt natürlich « eine Rolle » et plus loin : « Bei wachsenden Temperatur « ist in Allgemeinen eine zunahme der Formänderung an- « zunehmen » ¹⁾.

Je cite encore l'opinion du prof. A. A. MICHELSON qui, dans un article intitulé « The law of elastic viscous « flow » a écrit que « on the elasticity and viscosity very « decided changes may be expected from the effects of « temperature and pression » ²⁾.

Je veux bien admettre que cette influence de la chaleur soit petite comparée aux deux causes que nous venons de citer, le poid et la qualité de la matière: mais observons que les supçons que l'influence de la température sur les vitesses de propagation soit petite tiennent principalement de ce que dans les formules :

$$\begin{aligned} V_l &= \sqrt{\frac{\lambda + 2 \mu}{\text{densité}}} \quad \text{pour les ondes de condensation et} \\ &\hspace{15em} (1) \\ V_t &= \sqrt{\frac{\mu}{\text{densité}}} \quad \text{pour les ondes de distorsion,} \end{aligned}$$

l'on croit que la diminution de densité par l'accroissement de la température soit compensée par la diminution du module par la même cause. Cette croyance n'est pas démontrée, et elle est tout-à-fait fausse dans des conditions spéciales. Pas toujours la densité diminue par les accroissements de la température ³⁾, tandis que la diminution du module semble être le phénomène normal. La diminution de la vitesse, à mesure que la température (isothermique) du milieu monte, paraît être une loi générale. Les solides mous comme le caoutchouc, la paraffine et la stéarine, et

1) H. REICH. *Beitr. zur Geophysik Bd XVII. 1927*, pg. 86.

2) A. A. MICHELSON: *Proceed. of the Nat. Ac. of America, 1917.*

3) M. S. KOZU a trouvé, par ex. que le quartz, au de là de 575° subit une contraction au lieu d'une dilatation, *Japan Journal of Astr. and Geophysik Vol. II Nr. 2 1924. Tokyo.*

de même les métaux, obéissent à cette loi ¹⁾. Plusieurs travaux s'occupent de la variation des modules des métaux à différentes températures ²⁾. C'est une détermination complexe basée sur des expériences statiques de flexion et de torsion, où entre la rigidité du milieu, le μ des formules ³⁾.

La diminution de la rigidité par la chaleur est responsable de la conclusion que la vitesse des ondes longitudinales, dans les solides, diminue avec la température. La rigidité en effet ressent fortement la température. La diminution de sa valeur à une chaleur élevée (par ex. à la température critique de 800° pour le fer pur, et plus basse pour l'acier) devient très-grande ³⁾. Les formules (I) indiquent alors que les vitesses de propagation des ondes transversales doivent descendre rapidement. La propriété du noyau central du Globe d'absorber les ondes transversales et de diminuer la vitesses des longitudinales suggère

1) Voir A. T. KUPFER, Recherches expérimentales sur l'élasticité des métaux. *S. Petersburg 1860 Imp. Acad.* Pour le fer, pour un accroissement de 175 degrés de chaleur, la densité descend dans le rapport de 1,002 à 1, mais le module descend de 1,3 à 1. Il s'ensuit que la vitesse diminue dans le rapport de 1,14 à 1. La différence n'est pas grande, mais si au lieu de 175°, la température montait de 800° et les variations se maintenaient proportionnelles, dit rapport vaudrait 16 et la vitesse dans le fer de 5,1 à la température ordinaire descendrait à 3,2 km/s.

2) Je cite les expériences de M. MALLOCH dans les *Proceed. R. S. Vol. 95-1919: 97-1920 ; 103-1923*, par lesquelles le lecteur peut voir que les rapports des modules aux densités ne sont pas constants. La décroissance du module élastique pour 1° C. de chaleur, est plus forte que la décroissance du coefficient de dilatation cubique pour 1° C. L'étude donne pour un grand nombre de métaux, la variation des modules de Young entre -176° et + 100° et aboutit à la loi que le module devient petit à mesure que la température monte, et que moins le métal est fusible et moindre est la diminution du module avec la température.

3) Dans un nouveau travail (*Elasticity of Metals as affected by Temperature, Proceed. R. S. Serie A. Vol. 105, 1924*) M. A. MALLOCH a étudié la variation de la rigidité de l'acier entre 0° et 1000° et a montré que tandis que l'extension de l'acier est uniforme, la rigidité aux hautes températures descend très-rapidement.

que la température soit là très-haute et la rigidité presque nulle ¹⁾).

Dans les couches moins profondes la température n'est pas assez élevée pour baisser notablement la rigidité. Par ex. à une profondeur de 57 km, le gradient géothermique d'un degré chaque 35 m: porte la température à 1400° qui, au premier coup d'oeil, semble dépasser le point de fusion des magmes. Mais il n'en est pas ainsi. Nous savons en effet que la surface de discontinuité à 57 km. de profondeur est encore traversée par les ondes sismiques S_n , ce qui prouve que la matière persiste dans un relatif état de solidité; le magme présenterait une pseudo-rigidité pour les forces à courtes périodes; que si la matière fut à l'état fluide les ondes S_n ne passeraient pas. Les physiciens nous disent que cela tient à ce que la roche solide est généralement plus dense de la même roche liquide. Dès lors la pression élève le point de fusion des laves au dessus des 1200°. En conclusion l'effet des hautes températures sur la rigidité est grand. De conséquence la vitesse des ondes peut diminuer de beaucoup, et pour les transversales aller même à zero.

J'appelle aussi l'attention du lecteur sur un phénomène qui peut faire varier la vitesse.

On a des expériences qui prouvent que les modules dans les solides peuvent changer de valeur par les traitements calorifiques antérieur. Dejà M. KUPFER avait trouvé que le fer chauffé et refroidi acquiert un autre module qu'auparavant. Comme la densité reste presque la même, on peut

¹⁾ Comment une rigidité nulle si la densité a la haute valeur qu'on attribue vers le centre du Globe? On avait retenu que la densité allait en croissant dans le noyau de la Terre, mais à présent beaucoup d'auteurs considèrent la densité constante dans un noyau de 3000 km. de rayon comme si la dilatation par la chaleur fut équilibré par la pression. Étant question de milliers de degrés et de conséquents changements d'état qu'à travers la fusion peuvent aller jusqu'à la dissociation et à la masse atomique, il se pourrait que, malgré les hautes densités les molécules et même les ions fussent encore libres de se mouvoir, et la rigidité et avec elle la vitesse des ondes transversales allaient à zero.

prévoir une variation de vitesse. La structure d'un magme dépend des conditions de refroidissement : nous le trouvons vitreux à la surface, cristallisé dans son intérieur.

MM. Fouqué et Levy observèrent qu'une haute température prolongée fit passer un mélange de roches fondues artificiellement de l'état de verre à l'état de cristaux. Est-il possible que cela puisse se passer sans changement des paramètres élastiques ?

Un travail qui n'a pas vieilli montre un cas de diminution du module et par là de la vitesse de propagation. Cela arrive lorsque dans le milieu le gradient thermique accélère. Si la tension du milieu augmente, la vitesse de propagation diminue. Son Auteur, le prof. von KÖVESLIGETHY au Congrès des sciences de Naples, en 1911, a démontré qu'une accélération dans le gradient thermique donne lieu à une variation de tension et de conséquence à une variation dans la vitesse. Sur quoi nous nous rappelons tous que le savant Hongrois a génialement suggéré des mesures sur les changements de la vitesse dues aux variations de la tension pour présager les tremblements de terre. Le danger s'approcherait quand la tension va au maximum et précisément quand la vitesse va à son minimum.

Dans les liquides la théorie dit que la vitesse des ondes longitudinales, les seules possibles, généralement diminue avec la chaleur ; mais il y a des exceptions. Dans l'eau l'expérience directe a montré que la vitesse augmente de 10 % depuis 0° jusqu'à 70°.

Les gaz voient augmenter leur vitesse avec la température absolue selon la relation :

$$V_T = V_0 \sqrt{1 + \alpha T} \quad (II)$$

mais il est facile de voir par la formule (I) qu'ici la variation est due aux diminutions dans les valeurs des densités. On a en effet

$$V_T = \sqrt{\frac{\text{module}}{d_0 (1 - \alpha T)}}$$

que pour T petit donne la (II).

Dans les solides, si la variation de température n'est pas forte, on ne constate pas facilement une variation dans la vitesse. Ainsi dans les roches primitives, j'ai trouvé qu'une température de 150° ne donne presque aucun changement dans les vitesses longitudinales.

Aux mêmes résultats sont parvenus MM. BRIDGMAN, LEES ANDREWS et SHAW qui ont expérimenté, le premier sur le quartz, les autres deux sur l'aluminium, le nichel et le platine. Ce sont des variations de chaleur qui ne portent aucune lumière au problème de l'intérieur du Globe.

Les gas occlus dans les solides et ainsi l'eau d'imbibition abaissent généralement la vitesse de la propagation. M. KUSAKABE ¹⁾ dans une expérience préliminaire sur l'ardoise (sandstone) trouva que le paramètre élastique était très-affecté par les variations de température (il diminuait de 0,5 % par l'accroissement d'un degré, mais dans la suite ²⁾ ayant trouvé que la présence d'humidité dans les pierres, surtout poreuses, avait une très-notable influence pour diminuer le module, il modifia son opinion et attribua à l'humidité ce qu'auparavant il attribuait à la chaleur. Nous savons aussi que l'école de M. WIECHERT expérimentant sur le sable mouillé, arriva au résultat que la vitesse s'approchait à la valeur de la propagation dans l'eau.

Sans autres explications le lecteur comprend qu'il y a de l'intérêt international de poser la question comment varient les vitesses de propagation des ondes par la pression et par la chaleur. Les expériences au laboratoire de la Carnegie Institution à Washington, nous ont déjà fourni des renseignements précieux sur les accroissements de la

¹⁾ KUSAKABE: Modulus of Elasticity of Rocks, and Velocities of seismic Waves. *Public. of the Earthquake Invest. Committee.* 17, Tokyo 1904.

²⁾ *Idem* Modulus of Elasticity of Rocks and some inferences relating to Seismology. *Journal of College of Science. I. Univers. of Japan*, Vol. XXI, 1905 Art. 9 et 10.

densité, module élastique et résistance aux variations rapides (viscosité), des roches abyssales par la pression. Par eux le problème de l'influence de la pression sur la vitesse de propagation est presque solu. Reste à exprimer le vœu que l'on étende les recherches aux variations des vitesses de propagation par la chaleur surtout dans les magmes à l'état solide et fluide près du point de fusion. Il y a des motifs pour subçonner que la vitesse change, il faut essayer.

Je suggère de commencer par des expériences statiques ou dynamiques n'importe, sur les substances à bas point de fusion, par ex. le mercure-38°, la glace 0°, le phosphore 44°, le potassium 58°, la ligue de Wood (57,7 Bi ; 13,7 Sn ; 13,7 Pb ; 16,8 Cd) de 65° à 70°, la ligue de Rose (48,9 Bi ; 23,5 Sn ; 27,5 Pb) 90°,2, le soufre 105°, etc. (1). On pourra après essayer la fonte et les laves.

Si l'on est disposés à vaincre des plus graves difficultés, je propose d'attaquer la question essayant des expériences sur la propagation des ondes mécaniques artificiellement produites le long des coulées de laves incandescentes sur les flancs des volcans actifs ou bien dans les bassins de lave.

Les coulées longues de trois à dix km. ne sont pas rares ; les occasions viennent d'elles-mêmes ; il n'y a qu'à se tenir prêt. Le volcan Etna, par ex., en 1892 a donné une coulée de lave longue huit kms., en 1910 une de 10 km., en 1911 une troisième de 7,5 km. Pendant des jours et des mois la lave s'est maintenue magmeuse, se prêtant par ci par là aux recherches qu'on désire la soumettre. Le cratère du Kilauea peut de tout temps se prêter aux expériences.

Les observations, qu'il sera bon de répéter de temps en temps jusqu'au refroidissement du magme, consistent à enregistrer, dans un emplacement, par ex. en aval de la coulée, les ondes sismiques d'explosion qu'on provo-

1) Les températures de fusion sont données à la pression normale (10⁶ dynes).

quera à une certaine distance dans la même masse magmatique. Je n'insiste pas sur les détails et les méthodes, sauf dire que la séismometrie a rejoint aujourd'hui un degré de précision suffisant pour permettre d'espérer des résultats, même si l'on opère sur des petits espaces où les magmes sont homogènes. Sur le diagramme devraient paraître les ondes séismiques et les aériennes. Ces dernières utiles en première approximation car elles voyagent à une vitesse connue très-proche à celle du son, n'étant qu'au de là de plusieurs dizaines de kilomètres que les phénomènes de courbure aérologique réduisent cette vitesse. Dès lors, par la connaissance des longueurs du parcours et les différences dans les temps d'arrivée, on pourra calculer les vitesses. Je pense que l'on devra passer par de très-grandes difficultés, mais qu'on pourra les vaincre par une discussion sérieuse sur nombre de diagrammes. La théorie de la réflexion dans les milieux solides et liquides entre en cause.

L'appareil enregistreur sera photographique, pas difficile à se procurer puisqu'on trouve en commerce des cine-Kodak qui déroulent jusqu'à trente mètres de film à la vitesse de 10 cm. par sec.

Si la Section convient dans cet exposé d'études, j'espère que l'on rejoindra les objectifs suivants :

1) acquérir connaissance de la vitesse de propagation des ondes séismiques dans les magmes près du point de fusion, c'est-à-dire aux hautes températures et aux pressions petites,

2) avoir la possibilité d'une comparaison avec la vitesse des ondes séismiques à une profondeur où siègent les magmes dans l'intérieur du globe, c'est-à-dire là, où les températures sont hautes et les pressions considérables,

3) vérifier si les magmes très-chauds arrêtent les ondes transversales et si, dans la répétition des expériences à mesure que la lave refroidit et solidifie, les ondes transversales apparaissent. Dans notre conception d'un magme abyssal pseudo-rigide même aux hautes températures, devenant fluide par décompression, et de nouveau solide par refroidissement extérieur, la comparaison est intéressante.

4) avoir quelques données sur les irrégularités des vitesses, par les gas que les magmes contiennent, et que portent la porosité, les crevasses, la structure variable selon le temps pris à solidifier, etc.

Chaque État qui dans son territoire, ou dans ses colonies, possède des volcans actifs, voudra accueillir la prière de collaborer à ces recherches.

42.

Dr. A. MALLADRA, Direttore responsabile

(Pubblicato in Ottobre 1929)

NAPOLI - R. TIPOGRAFIA FRANCESCO GIANNINI & FIGLI

Cisterna dell'Olio

PLANCHES



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 2.



La basse coupole des laves basaltiques du "Cabezo del Hierro", tout proche
du Guadiana en Ciudad Real.



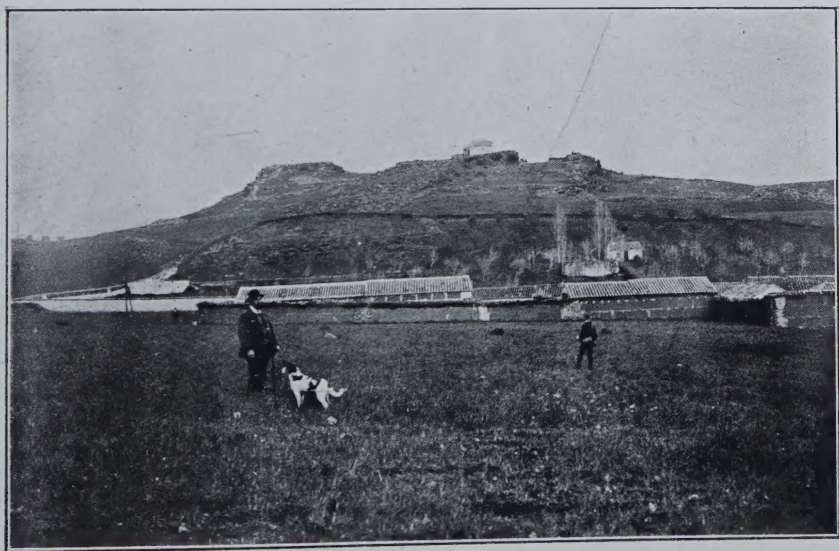
Masses de scories du volcan basaltique du "Cabezo del Hierro", sept km.
à l'Ouest de Ciudad Real.



Carrière de basalte dans la coulée du volcan du "Morrón",
en Villamayor de Calatrava (Ciudad Real).



Masses de scories au bord du cratère du volcan de "Peñarroya",
5 km. à l'Ouest de Ciudad Real.



Coteau de lapillis du volcan de la Cruz en Alcolea de Calatrava (Ciudad Real).



Cratère-lac du volcan de " Almodovar del Campo ,, (Ciudad Real);
en premier plan masses de scories.



Basaltes de l'éruption du volcan " Arzollar ,, , six km. au Oeste de Ciudad Real.

Und Hand 21

1-1-4